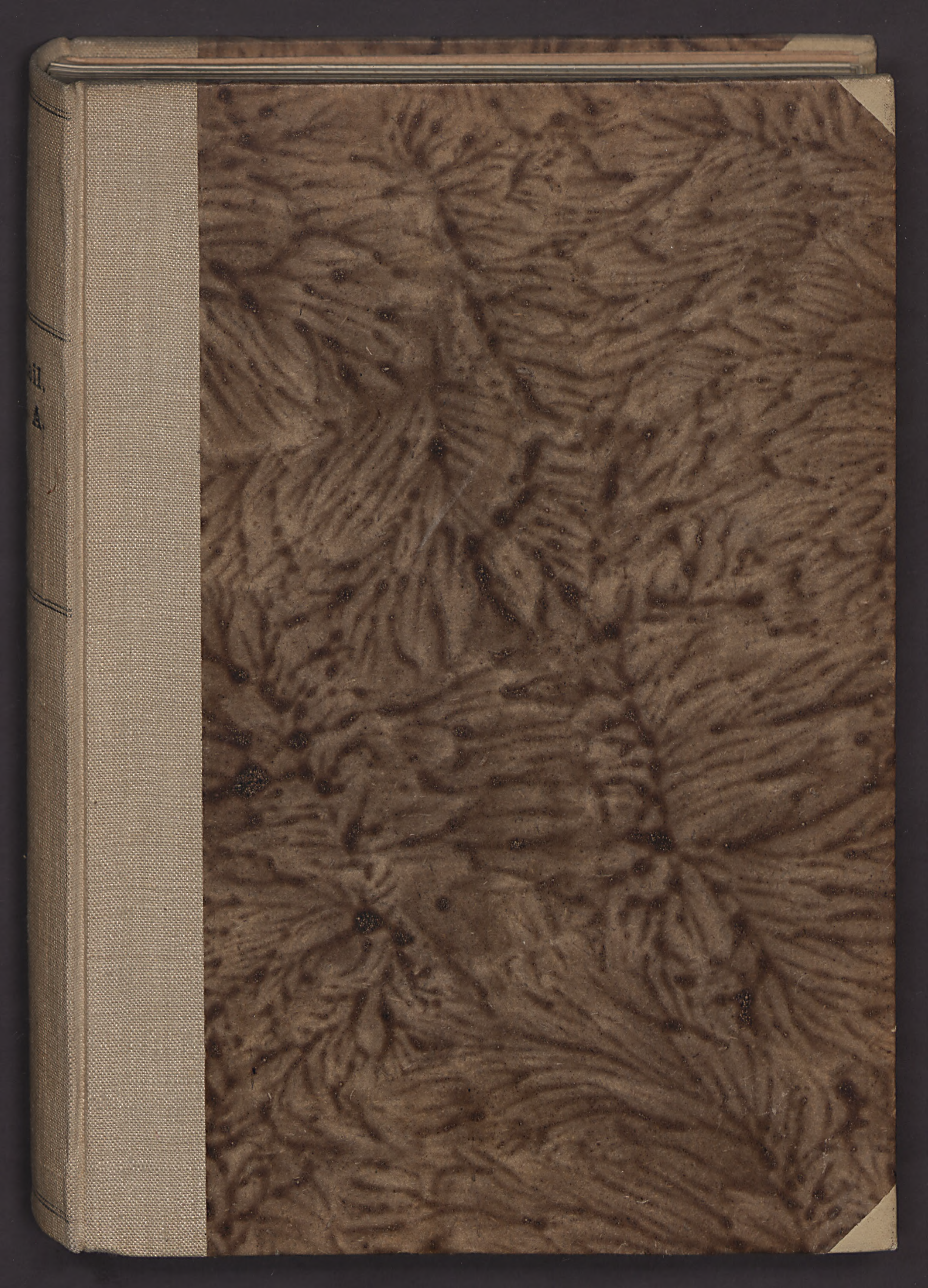


Mitteil.
U. G. A.
25



MITTEILUNGEN

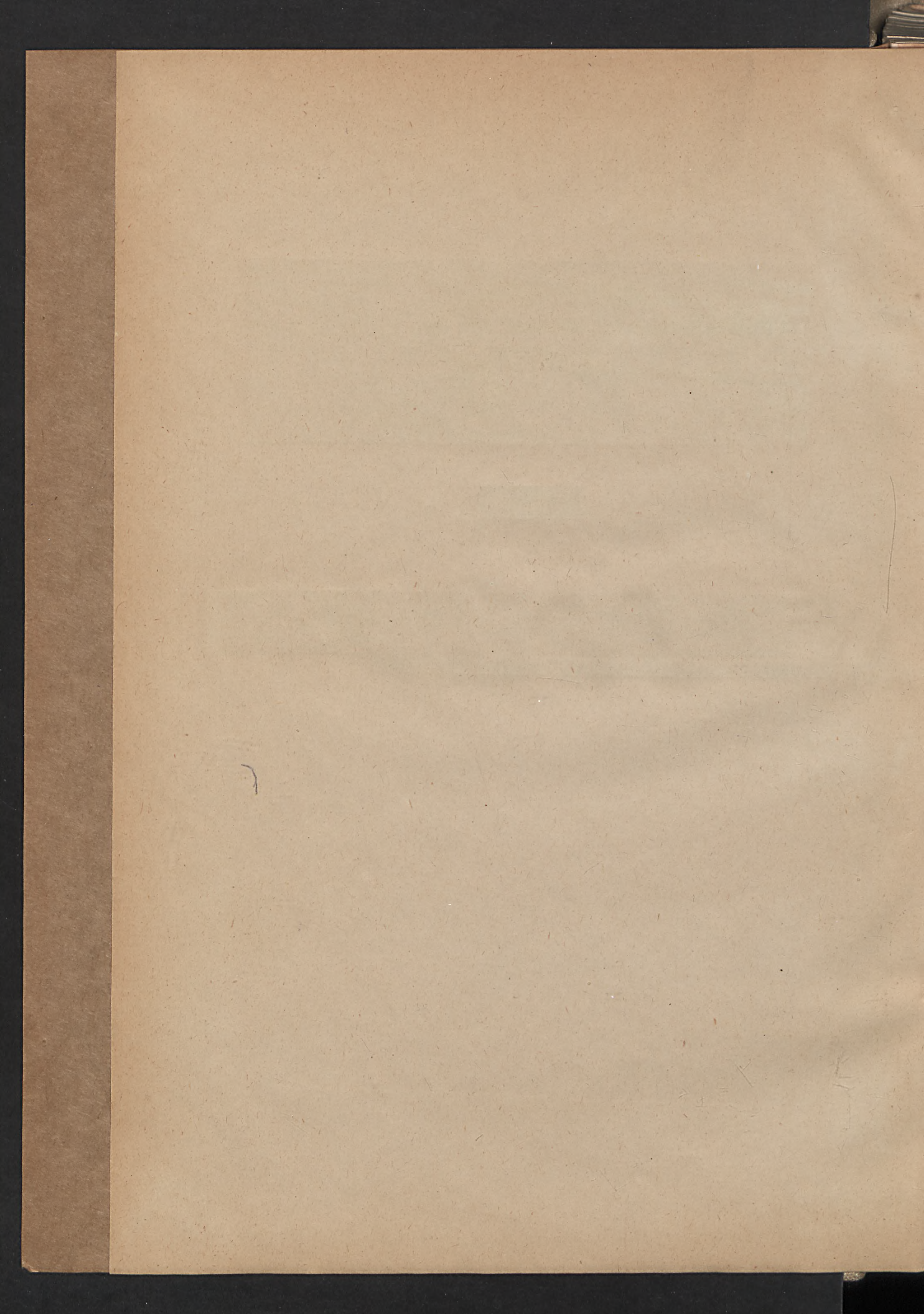
AUS DEM

JAHRBUCHE DER KGL. UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN ANSTALT

XXV. BAND,

Bd. XXV. 1. LÖRENTHEY, E. Beitr. z. Entw. d. Eozäns u. s. Fauna in Nordalbanien. (2 Taf.) [2·50]. — 2. PONGRÁCZ A. Über foss. Termiten Ungarns. (3. Taf.) [2·] — 3. HORUSITZKY, H. Hydrogeologie u. nat.-ökonom. Zukunft d. Thermen v. Tata u. Tóváros. (Mit geol. Karte.) [2·50]. — 4. SCHRETER, Z. Die lauen Thermen v. Eger (Erlau). (Mit geol. Karte.) [1·20]. —

5. PRINZ, Gy. Beitr. z. Glaziologie Zentralasiens. (4 Taf. u. 57 Textfig.)





1.

BEITRÄGE ZUR ENTWICKLUNG DES EOZÄNS UND SEINER FAUNA IN NORDALBANIEN

VON

EMERICH LŐRENTHEY

MIT DEN TAFELN I–II. UND 4 FIGUREN IM TEXTE

Mitt. a. d. Jahrb. d. kgl. ungar. Geol. Anstalt, XXV. Bd. 1. Heft.





Erschienen am 26. V. 1926.
Ungarisch im Jahre 1917,
als Band XXV., Heft 1. der Zeitschrift
„A m. kir. Földtani Intézet Évkönyve“.

STÁDIUM SAJTÓVÁLLALAT RT.



Dr. Baron Franz Nopcsa hat bei Škjezi, Bušati und Medua mehrere interessante Versteinerungen gesammelt und mir mit topographischen und geologischen Skizzen der betreffenden Lokalitäten sowie erläuternden Notizen zur Bearbeitung übergeben.[1]

Die folgenden Zeilen enthalten die Beschreibung dieses Materiales.

I. ŠKJEZI.

Das Eozän ist im allgemeinen als feiner brauner flyschartiger, stellenweise von Kalkadern durchzogener Sandstein entwickelt, in dem Nummuliten-führende Grobkalkbänke eingelagert sind. Das Streichen der Schichten ist Nordwest-Südost, das Fallen Südwest, weiterhin aber auch Nordost.

An dieser Stelle wurde und zwar nur in den Grobkalkbänken *Nummulites (Gümbelia) aturica-lenticularis* gefunden. (Fig. 1.)

II. BUŠATI.

Wie aus Figur 1. ersichtlich, erhebt sich etwas nordwestlich von Škjezi und westlich des Einkehrhauses von Bušati der Bušati-Berg (Mali Bušati).

An seinem Fusse findet sich lockerer, gelber, feiner Sandstein, unter dem mächtiger blauer Tegel auftritt, in dem gerundete, faustgrosse Kalkgerölle eingebettet sind. Diese enthalten folgende Korallen:

Phyllangia epithecalis n. sp.
Goniastrea sp. ind.
Heterastrea Michelottina
Heliastrea sp.

Unter dem blauen Tegel fand Nopcsa folgende Schichtenserie: 0·5 m Konglomerat, 0·4 m blauen Tegel, darunter 0·5 m Konglomerat,

[1] Da das Manuskript obiger Arbeit von Lörenthey in 1917. abgeschlossen wurde, die Arbeit infolge wiederiger Umstände in deutscher Sprache aber erst jetzt herausgegeben werden kann, ist sie im stratigraphischen Teile etwas veraltet. Dem Übelstande wurde durch in eckige Klammern aufgenommene Notizen abzuhelfen getrachtet.

das aus durchschnittlich nussgrossen Elementen besteht, unter denen Jaspis dominiert, aber auch Kreidekalk, ja sogar ein feiner brauner Sandstein vorkommt, den Nopcsa für Eozän hält. Unter diesem Konglomerat folgt 15 m blauer Tegel, dann 0·5 m Konglomerat, dann 0·5 m Mergel, dann wieder Konglomerat usw. Dieser Schichtenkomplex

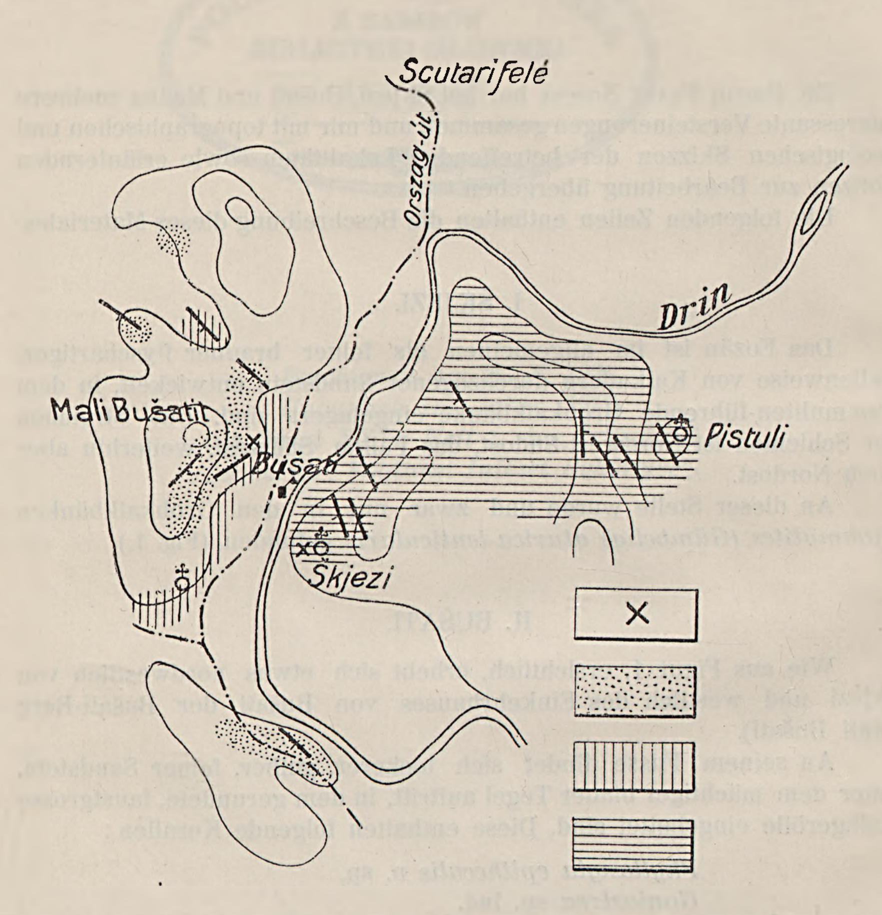


Fig. 1. Geologische Skizze der Umgebung von Skjezi. × Petrefakten-Fundort. 1. Grobes Konglomerat, 2. blauer Ton, 3. sandiger mitteleozäner „Flysch".

weicht durch sein nordost-südwestliches Streichen von jenem bei Škjezi ab, das Verhältnis dieser Schichten zu jenen von Škjezi ist aber noch ungeklärt. [Es dürfte sich um einen Bruch handeln. Baron Nopcsa.] Beim weiteren Aufsammeln von Fossilien wird man vor Augen zu halten haben, dass die Kalkgerölle des Tegels sicher älter sind als der Tegel selbst und dass dies daher auch für die Fossilien gelten könnte.

III. SAN GIOVANNI DI MEDUA.

Analog wie an der Küste Montenegros, kann man auch in der Umgebung von Medua einen allmähligen Übergang des marinen Eozäns in die gleichfalls marine Kreide konstatieren. Dieser Übergang erschwert, da sowohl die Kreide als auch das Eozän in der Fazies weisser Kalke entwickelt ist, die kartographische Trennung beider Formationen.

Gegen oben wird die Abtrennung dieser beiden Komplexe dadurch wesentlich erleichtert, dass die höheren Eozänhorizonte in Grobkalk-, Sandstein-, Mergel und Tegelfazies entwickelt sind. In der Bucht von Medua bilden diese jüngeren Horizonte eine kleine, gegen Norden durch einen Bruch abgeschnittene Synklinale. (Fig. 2.)

Die St. Johannes (Šn. Gjini) geweihte Kapellenruine von Medua steht auf hellkaffeebraunem, dickbankigem, dichtem Kalk, der gegen oben in einen bei der Verwitterung gelblichen Knollenkalk übergeht Aus diesem Knollenkalk, dessen Dünnschliffe von Foraminiferenquerschnitten wimmeln, sammelte Baron Nopcsa folgende interessante Makrofauna:

Schizaster sp.
Schizaster sp.
Spondylus ind. sp.
Ostrea ind. sp.
Cerithium (Terebralia) sp. (cfr. *robusta* Dainelli)
Nautilus sp.
Nautilus parallelus Schafh.
Harpactocarcinus punctulatus Desm.
Harpactocarcinus quadrilobatus Desm.

Überlagert wird der Knollenkalk von einer zwei Meter mächtigen Bank massigen Kalkes und darauf folgt scheinbar fossilleerer sandiger Mergel, der eine Mächtigkeit von ungefähr 20 m erreicht. Oben wird der Komplex durch eine 0·3 m mächtige Sandsteinbank abgegrenzt, die zahlreiche Foraminiferen enthält. Das Hangende bildet ein blauer Tegel von sehr bedeutender, aber nicht gemessener Mächtigkeit, der zahlreiche *Lithothamnium*-Knollen enthält.

Nopcsa glaubt in diesem Tegel den Kern einer Synklinale zu erkennen, denn wenn man von der St. Johanneskapelle auf den Hang emporsteigt, gelangt man nach dem Tegel neuerdings in ein sandiges, hier allerdings Pflanzendetritus-führendes Niveau, darüber wieder auf lichten untereozänen oder vielleicht sogar oberkretazischen Kalk. Das Fallen der Schichten ist an dieser Stelle invers zu jenem bei der Kapellenruine selbst. Diesem Schichtenkomplex ganz analoge Schichten finden sich auch in dem Tale Kneta Baldrens und zwar bei der erst von Nopcsa auf einer Karte eingetragenen Ortschaft Toroviči. [Spätere

Forschungen haben gezeigt, dass zwischen dem dichten hellen Nummuliten-Kalk und dem *Rudisten*-führenden Kalk mehrerorts, so z. B. bei Kakariči und Toroviči noch ein roter, Bohnerz-führender Lehm auftritt, der auf einer Erosionsfläche des Rudistenkalkes aufliegt. Baron Nopcsa.] Zu einer genaueren Altersbestimmung des Knollenkalkes von Medua reichen die von Nopcsa gesammelten Fossilien infolge ihres schlechten Erhaltungszustandes nicht aus. Von dem einen wohlerhaltenen Fossile *Harpactocarcinus punctulatus* Desm., dessen massenhaftes Vorkommen

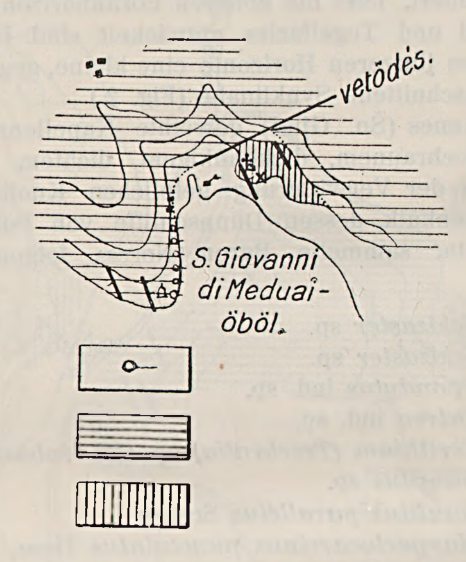


Fig. 2. Geologische Skizze der Umgebung von Medua. O— Mineralquellen, 1. Kretazischer u. untereozäner Kalkstein, 2. obereozäner Ton, Sandstein und Grobkalk; vetődés = Verwerfung.

für diese Stelle charakteristisch zu sein scheint, wissen wir, namentlich auf Grund meiner 1898. publizierten, die tertiären Krebse Ungarns behandelnden Arbeit, dass es vom Untereozän bis an das Ende des Eozäns auftritt.[1]

Eine stratigraphische Absonderung der verschiedenen Varietäten dieser Art ist auch Oppenheim nicht gelungen. In seiner Arbeit über die Priabonaschichten schreibt dieser Verfasser über diese Spezies:[2] „Eine spezifische Abgrenzung dieser jüngeren Vorkommnisse von den älteren erwies sich trotz aller Bemühungen meinerseits als unmöglich, ich kann nach

[1] Lőrenthey: Beiträge zur Decapodenfauna des ungarischen Tertiärs. (Természetrajzi Füzetek, XXI.) — 1898.

[2] Oppenheim: Die Priabonaschichten und ihre Fauna. (Palaeontographica, Bd. XLVII. p. 281.) 1901.

dieser Richtung nur die Resultate Lőrenthey's bestätigen." Das zweite wohlerhaltene Fossil: *Harpactocarcinus quadrilobatus* Desm. ist in ähnlicher Weise langlebig, denn es ist vom Mitteleozän bis zum obersten Eozän, ja vielleicht sogar noch aus dem Mitteloligozän bekannt.

Auf diese Weise lässt sich das genauere Alter des fossilführenden Untertertiärs von Medua nur durch einen Vergleich der Fauna und der stratigraphischen Schichtenfolge mit jener relativ nahe gelegener und genau untersuchter Gegenden fixieren. Auf Grund eines solchen Vergleiches kann man sehr leicht erkennen, dass die Fazies und die Fauna des Untertertiärs von Medua dieselbe ist, wie jene des istrianischen und dalmatischen mittleren Eozäns.

Am interessantesten gestaltet sich so ein Vergleich, wenn man zum Beispiel das Eozän von Rozzo als Vergleichsobjekt heranzieht, denn es wirkt die Ähnlichkeit beider geradezu verblüffend. Mit der Entwicklung des Eozäns von Rozzo haben uns zuerst D. G. Stache,[1] dann F. Manek[2] und Schubert[3] bekannt gemacht, ferner lieferten auch Oppenheim,[4] Toniolo[5] und andere Angaben über diese Fauna.

Betrachten wir vor allem die geologischen Verhältnisse dieser Gegend. Das Mitteleozän beginnt hier nach Schubert mit den „imperforatus-Kalken". In den imperforatus-Kalken spielt ausser *Nummulites* auch *Orbitolites complanata* eine recht bedeutende Rolle. Auf den imperforatus-Kalken lagert der Hauptnummulitenkalk, den Stache „Hauptalveolinen- und Nummulitenkalk" nannte. In diesem beginnt *Gümbelia aturica (perforata)* mit ihren Varianten zu dominieren, daneben sind aber für diesen Komplex *Hantkenia complanata-Tschichatcheffi, Assilina spira, Orthophragmina ephippium, Velates Schmideliana* usw. charakteristisch. Das Hangende des Hauptnummulitenkalkes bilden Mergel und Sandsteinschichten, die Stache wegen des massenhaften Vorkommens von *Harpactocarcinus punctulatus* „Krabbenmergel" nannte. Schubert nennt diesen durch knollig-wulstige Verwitterung erkennbaren Horizont „Knollen-(Krabben-)Mergel" und hebt hervor, dass er zwar nicht sehr mächtig sei, aber eine recht ausgedehnte Verbreitung

[1] G. Stache: Die Eozängebiete von Innerkrain und Istrien. 2. Folge (Jahrb. d. k. k. Geol. R.-A. Bd. XIV.) 1864. — Die liburnische Stufe, I. (Abhandl. d. k. k. Geol. R.-A. 1889.)

[2] Manek: Die Fundorte von Eozänfossilien bei Rozzo unweit Pinguento (Istrien). Neue Fundorte von Eozänfossilien (Verhandl. d. k. k. Geol. R.-A. 1905).

[3] R. J. Schubert: Zur Stratigraphie des istrisch-norddalmat. Mitteleozäns. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Bd. LV.) 1905.

[4] Oppenheim: Über einige alttertiäre Faunen der österr.-ungar. Monarchie. (Beitr. z. Palaeont. Oesterr.-Ung. Bd. XIII.) 1901.

[5] A. R. Toniolo: L'eocene dei dintorni di Rozzo in Istria e la sua fauna. (Palaeontographica Italica XV.) 1909.

habe. In Dalmatien soll der in Istrien in diesem Horizont sehr häufige *Harpactocarcinus punctulatus* nur selten vorkommen.

Auf diesen Horizont lagert sich bei Rozzo lockerer gelblicher bis bläulicher Mergel mit dünnen eingelagerten Sandschichten. Dieser Komplex scheint fossilleer zu sein, stellenweise entwickelt er sich aber zu einer Globigerina-Fazies, in der *Clavulina Szabói* auftritt. *Clavulina Szabói* wurde lange für eine das Unteroligozän charakterisierende Form gehalten, in Dalmatien tritt sie aber schon im Mitteleozän auf. Später konnte ich nachweisen, dass sie nicht nur an der Adria eine Leitform der mitteleozänen Ablagerungen ist, sondern auch in den gleichalten Bildungen des Bakony auftritt. Da die rezente *Clavulina angularis* d'Orb. nur ihre Variante ist, handelt es sich um eine sehr langlebige Form, die als Leitfossil eines bestimmten Horizontes nicht verwendbar ist. Der obere sandige und Kalkbänke enthaltende Teil des eben geschilderten Komplexes enthält in der Umgebung von Rozzo eine reiche Fauna. Oben schliesst die ganze Schichtenserie mit küstennahen Konglomeraten ab, in denen noch immer *Nummulites (Gümbelia) aturica (= N. perforata), Nummulites (Hantkenia) complanata,* ferner Assilinen und Orthophragminen auftreten. Wenn wir die ungefähr gleichalten Schichten von Medua mit diesem Komplexe vergleichen, gelangen wir zu dem überraschenden Resultat, dass die Schichtenfolge an diesen beiden von einander weit entfernt gelegenen Orten in allem und jedem übereinstimmt.

Diese Übereinstimmung besteht darin, dass auch das Profil von Medua mit hellem, kaffeefärbigen, dichten Hauptnummulitenkalk beginnt, darauf folgt *Harpactocarcinus* enthaltender Knollenkalk, worauf Mergel, dann noch höher sandige, Foraminiferen enthaltende Schichten lagern.

Leider gelang es nicht aus den höheren sandigen Schichten Fossilien zu bekommen und so konnte ich mich vorläufig noch nicht überzeugen, ob sich auch hier — wie in Dalmatien — Globigerinen oder Clavulinen vorfinden. Auch dieser Horizont ist in Istrien (Rozzo) und Dalmatien in gleicher Weise entwickelt, da er hier aus globigerinenhältigen, im übrigen aber fossilarmen, z. T. sandige Schichten einschliessenden Mergelbänken besteht.

Ein Unterschied zwischen Rozzo und Medua ist darin gelegen, dass die Schichtenreihe bei Rozzo mit küstennahen Konglomeraten abschliesst, deren Fauna mit jener des Hauptnummulitenkalkes identisch ist *(Nummulites (Gümbelia) aturica, Nummulites (Hantkenia) complanata,* Assilinen und Orthophragminen), wogegen bei Medua das oberste Glied ein in tieferem Wasser abgelagerter Ton ist, der in seiner tieferen Partie allerdings zahlreiche *Lithothamnium*-Knollen enthält.

Der Umstand, dass die beiden *Harpactocarcinus*-Spezies, *quadrilobatus* Desm. und *punctulatus* Desm. bei Medua unter den gleichen

[1] Lörenthey: Bemerkung zu der alttertiären Foraminiferenfauna Ungarns. (Math. u. Naturwiss. Berichte aus Ungarn, Bd. XXVI. Heft 2. p. 152—167. u. T. I.)

geologischen und stratigraphischen Begleitumständen massenhaft auftreten, wie in Norddalmatien und Istrien, beweist das gleiche Alter der sie enthaltenden Schichten.

So kann man mit vollkommener Sicherheit das Alter des Eozäns von Medua als mittleres Mitteleozän (mittleres Lutetien) bestimmen, das den Schichten V. und VI. von Rozzo entspricht (Toniolo, p. 244).

Die Fauna, die Schichtenfolge und die Fazies des mittleren Eozäns ist in Istrien und Nord-Dalmatien dieselbe. Schubert betont,[1] dass nach der Ablagerung des Hauptnummulitenkalkes und des zu ihm zu zählenden Krabbenmergels in Istrien und Nord-Dalmatien eine Senkung des Meeresbodens erfolgte, denn der auf den Krabbenmergel folgende Globigerinenmergel ist die Ablagerung eines tieferen Meeres. Auch bei Medua traf dieselbe Bodensenkung ein, während aber bei Rozzo in Istrien nach der Globigerinen-Phase bald wieder eine Hebung des Meeresbodens eintrat, — worauf das Konglomerat von Rozzo hinweist, — erfolgte diese Hebung weiter im Süden bei Medua erst in einer späteren Zeit.

Dies zeigt, dass sich das Meer während des Mitteleozäns im Gebiete der heutigen Adria von Norden gegen Süden zurückzog und infolgedessen die positive Strandverschiebung im Norden bedeutend früher einer negativen Strandverschiebung Platz machte, als weiter im Süden.

Das Alter des Eozänkomplexes von Medua war auf diese Weise genau fixierbar, etwas schwieriger ist aber schon die Altersbestimmung der Schichten von Škjezi und noch schwieriger ist endlich jene der Schichten von Bušati.

Da das mitteleozäne Alter des mit Grobkalkbänken wechsellagernden Flyschsandsteines von Škjezi auf Grund des darin auftretenden *Nummulites (Gümbelia) aturica-lenticularis* fixiert ist, möchte ich ihn, obzwar Belege hiefür vorläufig noch fehlen, für gleichalt mit den höchsten Tonschichten von Medua halten. Betreffs der Schichten von Bušati herrscht eine grössere Unsicherheit vor. Es geben weder ihre petrographische Entwicklung, noch ihre ärmliche Fauna Anhaltspunkte für Vergleiche.

Auch Baron Nopcsa konnte, wie schon erwähnt wurde, das Alter der Schichten nicht fixieren. Er meint, dass ein weiteres Aufsammeln an dieser Stelle nötig wäre und hebt hervor, dass nicht nur die mit den Korallen zusammen vorkommenden Gerölle, sondern eventuell auch die Korallen älter sein könnten, als der sie einschliessende Ton.

Für eine Altersbestimmung kommt als neue Spezies die *Phyllangia epithecalis* überhaupt nicht in Betracht. Dasselbe gilt auch für die ihr aufgewachsene *Goniastrea* und für die *Heliastrea*, denn beide sind spezifisch nicht bestimmbar.

[1] Zur Stratigraphie des istrian. nord-dalmatin. Mitteleozän, p. 163.

Dies ist umsomehr zu bedauern, als alle Formen mit Ausnahme der *Heliastrea* nicht eingeschwemmt zu sein scheinen, denn sie sind Formen, die sich mit ihrer runzeligen Epitheca in den Meeresschlamm zu fixieren pflegen. Ihre Organisation entspricht auf diese Weise völlig dem Sedimente, in dem sie angetroffen wurden und da sie ferner auch nicht abgewetzt sind, glaube ich, dass sie sich auf primärer Lagerstätte befinden.

Bei Bušati sind nur die etwas abgewetzte und abgerundete *Heterastrea Michelottina* Cat. und eine *Heliastrea* sp. eingeschwemmte Formen.

Da *Heterastrea Michelottina* eine oligozäne Form ist (Castell-Gomberto, St. Lorenzo, Reiter-Schichten), müssen die sie einschliessenden Schichten jungtertiären Alters sein und sogar wenn wir annehmen, dass sich diese Form bei Bušati auf primärer Lagerstätte befände, gelangen wir höchstens ins ältere Oligozän.

In Albanien betrachten einige Forscher die Schichten von Derven sowie den am Pločaberg aufgeschlossenen Flyschkomplex für jüngeres Palaeogen und zwar für Castell-Gomberto oder Priabonien. Oppenheim schreibt (Priabona-Schichten, p. 304): „Der einzige Punkt, welcher auf der Balkanhalbinsel bisher eine Fauna dargeboten hat, die sich derjenigen des Priabonakomplexes nähert, ist die Umgegend von Burgas; hier hat Toula (Geol. Untersuch. im östl. Balkan etc. Denkschrift d. k. Akad. Bd. 59. p. 409, 1892.) Fossilien gesammelt, die von kompetenten Beurteilern, wie Cossmann, zuerst als Bartonien angesehen wurden, bis v. Könen auf ihre Beziehungen zu dem norddeutschen Unteroligozän hinwies. (Üb. Unteroligoz. v. Burgas, Sitzb. d. k. Akad. Bd. 102, 1893.) Diese Fauna enthält in ihren Pleurotomen und Einzelkorallen entschiedene Ankläge an diejenige der blauen Mergel um Possagno. Ob sie indessen gleichalterig oder um ein geringes jünger ist, darüber muss die Entscheidung weiteren Einzelstudien überlassen bleiben. Dagegen kann heute bereits mit Bestimmtheit behauptet werden, dass die Mergel von Haskowo in Ostrumelien, in welchen Bontscheff (Das Tertiär Beck. v. Haskowo, Bulgarien; Jahrb. d. k. k. Geol. R.-A. 46. 1896) Priabonien-Sedimente zu erblicken geneigt war, ebenso typisches Mitteleozän sind, wie der grösste Teil des Alttertiärs in Bosnien und der Herzegowina (Dolnja Tuzla und Umgegend von Mostar) und in der Moldau (Sava Athanasiu Üb. Eozänfaun. a. d. nordmold. Flyschzone. Verh. d. k. k. Geol. R.-A. 1899), wie wohl die überwiegende Mehrzahl der von d'Archiac seinerzeit untersuchten thrazischen Vorkommnisse, wie alle alttertiären Schichten, welche ich (Oppenheim) weiter westlich im österreichischen Küstenland, im Friaul und in Venetien östlich der Piave aus der Literatur und aus eigener Anschauung kenne“.

Man erkennt aus dieser Auseinandersetzung, dass jüngere Tertiärschichten als Mitteleozän am Balkane grösstenteils unbekannt sind,

wogegen bei Skutari im Flysch ausser Obereozän auch Unteroligozän, ja vielleicht sogar jüngere Schichten auftreten. Im übrigen erwähnt Oppenheim in der erwähnten Arbeit, dass er in den obersten Schichten des Monte Promina in Dalmatien Oligozänfossilien (*Pecten Bronnii* May) antraf und mit diesen Schichten muss man daher wohl die Bušati-Schichten paralellisieren.

Da Munier Chalmas 1891 nachweisen konnte, dass auch in der Umgebung von Vicenza das Mitteleozän in seiner tieferen Partie vorwiegend kalkig, in seiner höheren Partie (III. Gruppe, Munier Chalmas) aber mergelig und flyschartig entwickelt ist, so hat die gleichartige Entwicklung des Palaeogens im Gebiete der Adria eine sehr ausgedehnte Verbreitung.

[Diesen Ausführungen Lörenthey's ist hinzu zu fügen, dass nach dem vorzeitigen Tode dieses Gelehrten E. Novak in Mittel- und Südalbanien marines Oligozän und Untermiozän antraf, dessen Alter allerdings mehr auf Grund seiner stratigraphischen Lage als auf Grund seiner Fossilien bestimmt wurde. Immerhin haben sich auch Lepidocyclinen gefunden. Dies zeigt, dass die Vollständigkeit der posteozänen marinen Sedimente von Süden nach Norden abnimmt und da auch der untereozäne Bauxit (Laterit) Dalmatiens, der schon bei Medua nur als dünne, wenig auffallende Lage vorkommt, weiter im Süden völlig fehlt, so gilt diese Regel wohl auch für das ganze Eozän. Vom gleichfalls marinen Oligozän Innermazedoniens, das namentlich durch die Arbeiten Kossmat's bekannt wurde, unterscheidet sich das albanische gut dadurch, dass es sich mit dem Eozän verbindet, während letzteres in Innermazedonien fehlt. Baron Nopcsa.]

1. Phyllangia epithecalis nov. sp.

(Taf. I, Fig. 3. und Taf. II. Fig. 4. u. 4. a.)

Die Kolonie bildet einen flachen Knollen, der nur an der oberen Seite Polypindividuen trägt, während die untere Seite mit einer runzeligen, dicken Epithekalschichte überzogen ist. Die durchschnittlich 2—3 mm Durchmesser zeigenden, kleinen röhrenförmigen Individuen heben sich aus der Umgebung auf ca 2 mm heraus, sie sind von sehr wechselnder Gestalt, meist rund, häufig aber länglich, zusammengedrückt und einigermassen schief stehend. Die Oberfläche ist abwechselnd von stärkeren und schwächeren körnigen Längsleisten bedeckt. Die mässig tiefen Kelche sind meist von einem scharfen Rand umgeben. Die Achse erscheint bisweilen körnig, zumeist aber schwammig. Die grösseren Sternblätter haben vier vollständige Kreise (mit 48 Sternblättern). Von den im allgemeinen dünnen Sternblättern sind gewöhnlich 12 ungefähr gleicher Ausbildung bis zur Säule reichend, etwas dicker und sich bis zum Sternrand erhebend. Der obere Rand dieser Blätter erscheint sehr

fein gekörnelt. So teilt sich das Innere des Kelches in 12 gleiche Systeme. In den kleineren Systemen fehlen die Sternblätter des vierten Kreises, die in einzelnen Systemen (28—36 Sternblätter) auch überhaupt klein und dünn sind.

Diese interessante Form ist der nächste Verwandte der von Reuss beschriebenen *Phyllangia alveolaris* Rss., obwohl sie in der Hinsicht, dass sie unten mit einer runzeligen Epitheka überzogen ist, von der *Phyllangia alveolaris* abweicht, sie weicht aber auch in der Hinsicht ab, dass die Säule der Individuen bei meiner Art schwammig, bei *Phyll. alveolaris* hingegen derb ist und gewöhnlich aus 1—3 länglichen Knoten besteht.

Meine Form liesse sich, eben auf Grund der runzeligen Epitheka, vielleicht auch in einen besonderen Genus einteilen (den geringen Unterschied an der Säule auch nicht in Betracht gezogen); mit Rücksicht darauf aber, dass auch die Zugehörigkeit der nächsten verwandten Art, der *Phyll. alveolaris* zum *Phyllangia*-Genus nicht sicher ist, insofern auch die Ausbildungweise der freien Enden der primären Sternblätter nicht vollständig bekannt ist, beschreibe ich die Art unter dem Namen *Phyllangia*, da ich die Zahl der Gattungen nicht vermehren will und namentlich auch, weil die Struktur der Sternblätter sich nicht deutlich ausnehmen lässt. Es sind nämlich sowohl der Kelch, als auch die Zwischenräume zwischen den einzelnen Individuen mit kalkigem Sand erfüllt und die einzelnen Sandkörner haben sich so tief in die Sternblätter eingedrückt, dass man nicht wissen kann, ob die hie und da sichtbare Körnelung nicht auf den Erhaltungszustand zurückzuführen ist.

Fundort: Das einzige gut erhaltene Exemplar mit 130—170 mm Durchmesser dieser interessanten Art erhielt ich aus dem blauen, wahrscheinlich oligozänen Ton von Bušati, wo es, wie es scheint, durch die epithekale Schichte mit dem schlammigen Boden des Meeres verbunden lebte.

2. Goniastrea sp. ind.

(Taf. II. Fig. 5.)

An den Rand meines Exemplares von *Phyllangia epithecalis,* mit ihm auf eine gemeinsame Epitheka aufgewachsen, findet sich eine kleine, im ganzen aus einigen Individuen bestehende *Goniastrea*-Kolonie. Die kleine rundliche Kolonie ist an der Oberfläche ziemlich gewölbt, ihre Individuen sind unregelmässig vielseitig, mit einem Durchmesser von 4—5 mm. Der Kelch ist trichterartig tief und demzufolge sind die Kelche an den gemeinsamen Rändern scharf. Die Achse erscheint derb, die Sternblätter körnig. Dieses mangelhaft erhaltene Exemplar erinnert sehr an die von Reuss aus den San Giovanni Ilarione-Schichten beschrie-

bene *Goniastrea Cocchii* Rss.[1], ob es aber tatsächlich diese ist, kann ich zufolge des mangelhaften Zustandes meines Exemplares nicht feststellen.

Fundort: Einen einzigen kleinen, aus einigen Individuen bestehenden, aufgewachsenen Knollen bekam ich aus dem wahrscheinlich oligozänen blauen Ton von Bušati, der mit der vorigen Art auf einer gemeinsamen Epitheka aufgewachen, auf dem schlammigen Boden des Meeres hier lebte.

3. Heterastrea Michelottina Cat.

1856. *Heterastraea Michelottina* Cat. — Catullo: Terr. die sed. della Venezia.
1868. *Isastraea affinis* Rss. — Reuss: Paläont. Stud. I, p. 44. Taf. XIII. Fig. 3.
1889. *Heterastraea Michelottina* Cat. — Reis: Korallen der Reiter-Schichten. (Geogn. Jahreshefte, II. p. 151, Taf. IV. Fig. 26).
1902. *Heliastraea columnaris* Rss. v. *tenuis* — Elodia Osasco: Contribuz. allo studio dei coralli cenosoici del Veneto. (Palaeontogr. Italica, vol. VIII. p. 105).
1903. *Heterastraea Michelottina* Cat. — P. Oppenheim: Bemerkungen zu der neuen Korallenarbeit der Signorina Osasco. (Centralblatt f. Min. Geol. u. Paläont. Jahrg. 1903. Nr. 15. p. 488).

Unter dem erhaltenen Material befindet sich auch das Bruchstück eines grösseren, zum Teil abgewetzten Knollens, welches ich nur zu dieser Art rechnen kann. Auch auf Grund dieses Exemplares kann ich die Behauptung von Reuss bekräftigen, dass die Säule oben Narben zeigt, während sie weiter unten schwammig ist; es finden sich nämlich fast ganz erhaltene Kelche, in denen die Achse mit dünnen Narben besetzt ist, während in den mehr abgeriebenen Kelchen die schwammige Achse mehr als die Hälfte des Kelches einnimmt, ebenso wie das auch Fräulein Osasco zeichnet.

Fundort: Das zum Teil abgeriebene Bruchstück eines grösseren, etwas abgeflachten Knollens erhielt ich aus dem wahrscheinlich oligozänen blauen Ton von Bušati, wohin er möglicherweise eingeschwemmt wurde.

4. Heliastrea sp.

Ich bekam ein grösseres Bruchstück dieses Genus, das sich wegen seinem mangelhaften Erhaltungszustand spezifisch nicht bestimmen lässt. Die Kelche sind nämlich mit abgeriebenem Sandkörnern erfüllt, die sich ohne Verletzung der Sternblätter aus dem Kelch nicht

[1] Reuss: Paläontologische Studien über die älteren Tertiärschichten der Alpen. III. Abteil. Die fossilen Anthozoen der Schichtengruppe v. S. Giovanni Ilarione und von Ronca. (Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien, Bd. 33, p. 32, Taf. I. II. Fig. 1.) 1874. — Reuss: Die fossilen Anthozoen d. Schichtengruppe v. S. Giovanni Ilarione (Paläont. Studien üb. d. älteren Tertiärschicht. d. Alpen. III. Abt. p. 14, Taf. XI. Fig. 2.) 1874.

herauspräparieren lassen und folglich das Studium der inneren Struktur nicht gestatten.

Fundort: Es ist dies das einzige, wahrscheinlich oligozäne Exemplar von Bušati aus blauen Ton, in den es möglicherweise eingeschwemmt wurde.

5. Schizaster, 2 sp.

Ich bekam zwei mangelhafte Exemplare, die zwei verschiedenen, ziemlich grossen Arten angehören, leider sind sie aber so schlecht erhalten, dass sie näher nicht bestimmbar sind. Es mag sein, dass das eine Exemplar eventuell nicht einmal ein *Schizaster,* sondern der Vertreter irgend eines nahen Verwandten ist.

Fundort: Die Exemplare beider Arten stammen aus dem knolligen Krabbenreste-führenden mitteleozänen Kalkmergel von Medua.

6. Spondylus sp. ind.

Ein einziger, fehlerhafter, schlecht erhaltener Steinkern befindet sich in dem zur Aufarbeitung erhaltenen Material, den ich, da seine dachähnlich scharfen Rizzen nicht gleichstark und an den stärksten die Spuren kräftiger Stacheln vorhanden sind, nur als *Spondylus* betrachten kann, der aber zu einer näheren Bestimmung völlig ungenügend ist.

Fundort: Ein Exemplar aus dem mitteleozänen, Krabbenreste-führenden, knolligen Kalkmergel von Medua.

7. Ostrea sp. ind.

Die Oberfläche des einzigen, ziemlich dickschaligen, mangelhaft erhaltenen Exemplares ist glatt, man sieht daran nur die abgeriebenen Zuwachsstreifen und so ist eine nähere Bestimmung ganz unzulässig.

Fundort: Aus dem Krabbenreste-führenden knolligen, mitteleozänen Kalkmergel von Medua erhielt ich ein Exemplar.

8. Cerithium (Therebralia) sp. (cfr. robusta Dainelli.)

Zwei mächtige, dickschalige *Cerithium*-artige Reste befinden sich in dem von Medua erhaltenen Material. Die Schale ist ganz verwittert, so dass nicht nur die oberflächliche Verzierung nicht rein auszunehmen ist, sondern selbst die Nahtlinien sich schwer von den Rippen der Querverzierung unterscheiden lassen. Dass die Oberfläche von kräftigen Querkanten bedeckt ist, das sieht man an den Steinkernpartien sehr schön ; hie und da sieht man auch Quernarben, wenigstens an den kräftigeren Kanten.

All das, was man an den beiden schlecht erhaltenen Exemplaren sehen kann, stimmt am besten mit den von DAINELLI[1] vom dalmatinischen Monte Promina unter dem Namen *Terebralia robusta* beschriebenen Formen überein. Meine Formen lassen sich auch bei ihrem schlechten Erhaltungszustand nicht mit DAINELLI's Art identifizieren, aber auch die Altersverschiedenheit widerspricht dem, dass die Arten der beiden Fundstellen ident seien, da DAINELLI's Exemplare aus dem unteren Miozän des M. Promina, die von Baron NOPCSA gesammelten beiden Exemplare hingegen aus dem Mitteleozän herstammen. Jedenfalls ist aber die Ähnlichkeit die Grösse betreffend, so augenscheinlich, — beide sind cc. 100—110 mm hoch und cc. 45—50 mm breit, — dass zwischen den Formen der beiden Fundorte mindestens eine nahe Verwandschaft besteht.

Fundort: Aus dem Krabbenreste-führenden, knolligen, mittelozänen Kalkmergel von Medua, zwei Exemplare.

9. Nautilus sp.

(Taf. II. Fig. 3.)

Ich erhielt ein kleines Exemplar mit fehlerhafter Schale, auf der selbst die Färbung erhalten blieb ; man sieht nämlich sehr schön, dass auf gelblichbraunem Grund rötliche Zungen sich längs der Zuwachsstreifen hinziehen, so dass man sagen kann, dass die Verzierung im Ganzen mit dem heute lebenden *Nautilus pompilius* L. übereinstimmte. Das Haus ist oval, ungleichförmig, asymmetrisch eingerollt. Die letzte Windung ist nur um weniges niedriger, als die übrigen Windungen zusammengenommen. Die Windungen umfassen einander stark und verbreitern sich in der Nabelgegend schwach flügelartig. Dieser Flügel um den Nabel herum bildet als Mundrand einen Halbmond und begrenzt an der rechten Seite einen engen und tiefen Nabel, während an der linken Seite des Gehäuses, der asymmetrischen Einrollung zufolge, wie es scheint, kein offener Nabel vorhanden war. Die vorhergegangene Windung dringt in den unteren Teil der Mundöffnung verhältnismässig breit, aber nicht sehr tief ein, so dass die Mundöffnung abgestumpft spitz und etwas schief halbmondförmig wird. Die sich aus dem verhältnismässig tiefen, senkrecht wandigen Nabel erhe-

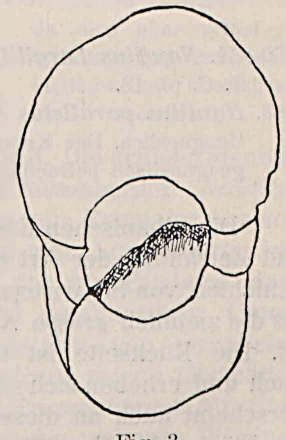


Fig. 3.

[1] G. DAINELLI : Il miocene inferiore del Monte Promina in Dalmazia. (Palaeont. Italica, vol. VII. p. 274. Tav. XXXII. Fig. 10—11.) 1901.

benden Kammerscheidewände ziehen sich an der Schale in nahezu ganz gerader Linie zum andern, sehr seicht und trichterartig erscheinenden Nabel hinüber; nur an der breiten runden Rückenseite ist eine kaum wahrnehmbare, schwache und breite Bucht der Kammernaht vorhanden. Das einzige mangelhafte Exemplar ist 55 mm hoch, die Breite beträgt 33 mm, die Höhe der Mundöffnung 23 mm, die Nabelweite cca 7 mm.

Dieser wahrscheinlich neuen Art steht der aus dem fraglichen Miozän von Near Geelong (Victoria, Australia) beschriebene *Nautilus geelongensis* Foord[1] sowohl durch die Form des Gehäuses, wie durch den Verlauf der Kammernähte am nächsten. Der Hauptunterschied besteht darin, dass *Nautilus geelongensis* symmetrisch eingerollt und so an beiden Seiten symmetrisch, das albanische Exemplar hingegen ungleichförmig eingerollt und folglich unsymmetrisch ist.

Fundort: Ich erhielt ein einziges mangelhaftes, aber mit der Schale erhaltenes Exemplar dieser interessanten Form aus dem mitteleozänen, Krabbenreste-führenden, knolligen Kalkmergel von San Giovanni di Medua, in deren Gesellschaft unter anderen auch die folgende flachere Art, *Nautilus parallelus* Schafh. lebte.

10. Nautilus parallelus Schafh.

(Taf. I. Fig. 1. und 2, T. II. Fig. 1. u. 2.)

1850—51. *Nautilus Largilliertanus* D'Orb. — D'Orbigny: Paléontologie francaise, T. C. pl. 18.

1863. *Nautilus parallelus* Schfh. — Schafhäutl K. E.: Süd-Bayerns Lethaea Geognostica. Der Kressenberg und die südlich von ihm gelegenen Hochalpen geognostisch betrachtet in ihren Petrefakten. Leipzig, 1883.

Die albanischen Exemplare stimmen in Bezug auf die Besch eibung und Zeichnung der Art mit dem aus den Kressenberger gleichalterigen Schichten von Schafhäutl beschriebenen *N. parallelus* insofern überein, als die ziemlich grosse Art von verkehrt verlängerter eiförmiger Gestalt ist. Die Rückseite ist schwach gewölbt, die Seiten sind entsprechend flach und erheben sich schwach gegen den breiten Nabel hin. Tatsächlich „erscheint auch an diesen die sichtbare vorletzte Windung, welche in die Fläche der Mundöffnung hinaufsteigt, als ein sehr charakteristischer, hoher, abgestumpfter Kegel mit beinahe flachen Seiten". (Siehe die Textabbildung 4.) Die Nahtlinien neigen sich bis zum ersten Drittel der

[1] Foord: Catalogue of the fossil Cephalopoda in the British Museum. Part. II. Nautiloidea. p. 332. Fig. 69. London. 1891.

Höhe des Gehäuses in schwachem Bogen nach rückwärts und bilden weiterhin von hier in flachem Bogen stärker nach vorn geneigt, auf der Rückseite wieder einen flachen, schwach nach vorn gerichteten Bogen. „Der Rücken lässt bei wohlerhaltenen Exemplaren Anlage zur Undulierung bemerken".

Diese Charaktere, ja selbst auch die Gewelltheit der Rückseite, die man an SCHAFHÄUTL's Zeichnung nicht sieht, sind auch an meinen Exemplaren schön zu sehen.

Meine albanischen Exemplare sind dickschalig und von rötlichbrauner Farbe. Sie sind etwas kleiner, als die Kressenberger Exemplare. Die Masse meiner Exemplare sind folgende:

	I.	II.	
Durchmesser	83—	110	mm
Nabelweite	14—	16	„
Windungshöhe	37—	43	„
Windungsbreite	36—	38	„

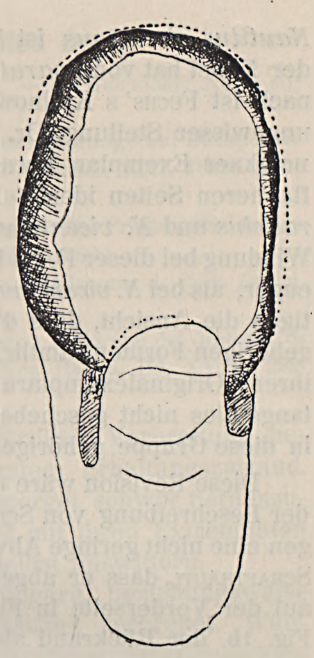


Fig. 4. Das kleinere Exemplar von vorn gesehen, an dem man die Dicke der Wand des Gehäuses sieht; da dies aber schief geschnitten ist, erscheint es stellenweise übermässig verdickt.

Ich muss bemerken, das keines der albanischen Exemplare ganz gut erhalten ist, da an dem einen zwar auch die Wohnkammer, obwohl mangelhaft, vorhanden ist, während an dem anderen auch Luftkammern fehlen.

FUCHS[1] erwähnt unter dem Namen *Nautilus parallelus* eine Art aus dem Kalinowkaer Eozän, welche Schichten FUCHS mit den Kressenberger und Biarritzer Eozänschichten für gleichalterig hält. Die artliche Identität dieses Kalinowkaer Exemplares mit dem Kressenberger *Nautilus parallelus* lässt sich nicht feststellen, weil FUCHS sein Exemplar nur von der Seite zeichnet so dass sich die Artcharaktere nicht kontrollieren lassen. Nach FUCHS ist seine Kalinowkaer Art mit der von Priabona identisch, welche neuerdings OPPENHEIM[2] auf Grund detaillierterer Untersuchung unter dem Namen *Nautilus vicentinus* OPP. von *parallelus* unterschied. Die Kammernähte von *Naut. vicentinus* zeigen tatsächlich den gleichen Verlauf, wie beim albanischen und Kressenberger *Nautilus parallelus*, auch ist der Nabel weit, so dass man die weiteren Windungen in ihm sieht und an der letzten Windung ist an den Kammernähten gleichfalls eine starke Anschwellung sichtbar. Der Rückenrand des

[1] TH. FUCHS: Die Conchylienfauna der Eozänablagerungen von Kalinowka, p. 3. Taf. II. Fig. 2.

[2] OPPENHEIM: Die Priabonaschichten und ihre Fauna, p. 253, T. III. Fig. 11-12.

Nautilus vicentinus ist indess breiter, als der des *N. parallelus* und der Nabel hat vom *parallelus* abweichend einen ohrartigen Rand. Demnach ist FUCHS' s Kalinowkaer Exemplar der Art nach noch immer in ungewisser Stellung. Dr. VICTOR VOGL[1] ist der Ansicht, dass dieses Kalinowkaer Exemplar FUCHS's mit seinem *Nautilus Szontaghi* VOGL mit flacheren Seiten identisch ist, insofern er gleichfalls flacher als *N. parallelus* und *N. vicentinus* ist. Seiner Ansicht nach wächst die Höhe der Windung bei dieser Form FUCHS's plötzlicher an, ferner ist der Nabel etwas enger, als bei *N. vicentinus* (DE ZIGNO) OPP. Diese Unsicherheiten rechtfertigen die Ansicht, dass die in den Formenkreis des *Nautilus parallelus* gehörigen Formen sämtlich mit dem *N. parallelus* zusammen, auf Grund ihrer Originalexemplare einer Revision zu unterziehen sind. Solange dies nicht geschehen ist, lässt sich ein definitives Urteil über die in diese Gruppe gehörigen Formen nicht aussprechen.

Diese Revision wäre umso notwendiger, da sich schon beim Vergleich der Beschreibung von SCHAFHÄUTL's *Nautilus parallelus* mit den Abbildungen eine nicht geringe Abweichung zeigt. Vom Rückenrand sagt nämlich SCHAFTHÄUTL, dass er abgeplattet sei und tatsächlich ist er auch als solcher auf der Vorderseite in Fig. 1c. dargestellt, während auf der Hinterseite Fig. 1b. der Rückrand abgerundet ist, wie dies auch an beiden albanischen Exemplaren der Fall ist.

Aus gleichalterigen Schichten, aus dem istrischen Eozän der Gegend von Rozzo, erwähnt TONIOLO (Palaeont. Italica, XV.) den *Nautilus disculus* DESM. Dieser weicht schon durch den engeren Nabel, besonders aber durch den zugeschärften Rückenrand von meinen albanischen Exemplaren wesentlich ab, ja auch in dem Verlauf der Kammernähte zeigt sich ein gewisser Unterschied, indem bei *Nautilus disculus* die Kammernähte weniger wellenförmig verlaufen.

Da auch hier, wie an den meisten Fundorten, die vorherbesprochene bauchige und diese schlankere Art zusammen gefunden wird, denkt man unwillkürlich an einen Geschlechtsunterschied und es ist nicht unmöglich, dass die vorige bauchige Art das weibliche Exemplar dieses *N. parallelus* ist.

Fundort: Ich erhielt zwei, mit Schale versehene, aber gebrochene Exemplare aus dem mitteleozänen, Krabbenreste-führenden, knolligen Kalkmergel von San Giovanni di Medua.

[1] VOGL: Studien aus d. Kreise der eozänen Nautiliden. (Földt. Közl. Bd. 38. 1908). — Neuere Beiträge z. Kenntn. d. alttert. Nautiliden Ungarns. (Centralbl. f. Min. Geol. etc. 1910).

11. Harpactocarcinus punctulatus Desm.

1895. *Cancer (Harpactocarcinus) punctulatus* Desm. — De Gregorio : Notes sur certains crustacés eocéniques, p. 10. Tav. I. Fig. 1.
1898. *Harpactocarcinus punctulatus* Desm. — Lörenthey : Beiträge zur Decapodenfauna des ungarischen Tertiärs. (Természetrajzi Füzetek, XXI. 1898. Siehe ebenhier die vorausgegangene Literatur.)
1901. *Harpactocarcinus punctulatus* Desm. — Oppenheim : Die Priabona-Schichten u. ihre Fauna etc. (Palaeontographica, Bd. XLVII. p. 280.)
1908. *Harpactocarcinus punctulatus* Desm. — Fabiani : Palaeont. d. Colli Berici. (Mem. Soc. It. d. Science, Bd. XL. p. 210.)
1909. *Harpactocarcinus punctulatus* Desm. — Toniolo : L'Eocene dei dintorni di Rozzo in Istria e la sua fauna. (Palaeontographica Italica, Bd. XV. p. 292. Tav. XXVI. Fig. 3.)

Diese kosmopolitische und eine grosse vertikale Verbreitung besitzende Art findet sich in verhältnismässig gutem Erhaltungszustand. Obwohl ihre Exemplare aus dem harten Kalkmergel schwer herauszubekommen sind, sieht man doch, dass sie meist mit ihren Extremitäten erhalten sind und in den meisten Fällen von selbst auswittern.

Von Albanien hinauf bis Piszke in Mittelungarn, beziehungsweise vielleicht bis Rózsahegy war diese Art zur Eozänzeit verbreitet. Während aber um die Mitte des Eozäns in den *Harpactocarcinus*-Schichten (Krabbenmergel) diese Tiere von Albanien und Norditalien bis zum Bakony, beziehungsweise vielleicht bis Rózsahegy lebten, erreichten sie am Ende des Eozäns, in Ungarn bis in die Gegend von Piszke wandernd, den Gipfelpunkt ihren Entwicklung.

Bezüglich der Form ist diese Art sehr veränderlich, darum figurierten auch einzelne ihrer Gestaltsabänderungen unter verschiedenen Namen, wie *Harp. rotundatus* M.Edw., *Harp. ovalis* M.Edw. Aus Albanien kenne ich den Typus, der aber — nach den erhaltenen Exemplaren zu urteilen — hier viel kleiner geblieben ist, als überall weiter nördlich. Das Vorkommen von Piszke ausgenommen lebte diese Art überall mit dem folgenden *Harpactocarcinus quadrilobatus* zusammen, also zu Anfang des Eozäns, während am Ende dieser Zeit, wenigstens auf dem Gebiete Ungarns, diese Art sich allein, ohne *H. quadrilobatus* findet.

Fundort: Drei Exemplare erhielt ich aus den mitteleozänen, knolligen, Krabbenreste-führenden Kalkmergel von San Giovanni di Medua, wo diese Art mit dem *Harpactocarcinus quadrilobatus* zusammen horizontbezeichnend ist.

12. Harpactocarcinus quadrilobatus Desm.

1847. *Cancer Pratti* et *Cancer Sismondae* M.Edw. — D'Archiac : Hist. progr. géologie. III. p. 804.
1861. *Xanthopsis Kressenbergensis* Mey. — v. Meyer : Tert. Decap. a. d. Alpen, p. 156. Taf. XVI. Fig. 12—14.

1895. *Cancer (Plaeocarpilius) Gichelionsis* De Greg. — Gregorio: Crust. eocéniques, p. 14. Pl. 4. Fig. 3.

1898. *Harpactocarcinus quadrilobatus* Desm. — Lőrenthey: Beiträge zur Decapodenfauna des ungarischen Tertiärs. (Természetrajzi Füzetek, XXI. 1898. Siehe ebendort die frühere Literatur.)

1909. *Harpactocarcinus quadrilobatus* Desm. – Toniolo: L'Eocene d. dintorni di Rozzo, p. 292. Tav. XXVI. Fig. 4.

Diese kosmopolitische und gleichfalls in recht grosser vertikaler Verbreitung auftretende Art erhielt sich in gutem Zustand, zumeist samt Extremitäten. Ihre horizontale Verbreitung ist, seitdem es mir gelungen ist festzustellen, dass auch *Xanthopsis Kressenbergensis* nichts anderes ist als *Harp. quadrilobatus* — wie ich das in meiner in kurzer Zeit erscheinenden Monographie der fossilen Krebse ausführe — im ganzen übereinstimmend, ihre vertikale Verbreitung aber ist kleiner, wie jene des *Harpactocarcinus punctulatus*; während aber *Harp. punctulatus* Desm. vom unteren Eozän bis zum obersten Eozän lebte, ist *Harp. quadrilobatus* Desm. mit voller Gewissheit nur vom mittleren an bis zum oberen Eozän bekannt. Ausserdem findet sich *Harp. quadrilobatus* von Albanien bis Rózsahegy und Kressenberg, wogegen *Harp. punctulatus* von Albanien bis Piszke, respective wahrscheinlich bis Rózsahegy und westlich bis in die Schweiz (Thunsee) verbreitet ist. Während im Bakony und bei Rózsahegy diese beiden Arten zusammen lebten, lebte in der Schweiz und in den jüngsten Piszkeer Schichten *Harp. punctulatus* allein.

Fundort: Sieben Exemplare von genügend guter Erhaltung erhielt ch aus dem knolligen, Krabbenreste-führenden, mitteleozänen Kalkmergel von San Giovanni di Medua, wo diese Art mit *Harpactocarcinus punctulatus* zusammen als häufigstes und charakteristischestes, horizontbezeichnendes Petrefakt auftritt.



TAFEL I.

Fig. 1 u. 2. *Nautilus parallelus* SCHFH. aus dem *Harpactocarcinus* enthaltenden, knolligen Krabbenkalk von San Giovanni di Medua.

Fig. 3. *Phyllangia epithecalis* n. sp. Unterer, durch die Epitheca überzogener Teil.

Sämtlich in natürlicher Grösse.

Originale in der Sammlung des Palaeontologischen Institutes der Universität Budapest.

M. k. Földt. Int. Évk. XXV. köt. I. tábla.
Mitt. a. d. Jahrb. d. k. Ung. Geol. Reichsanst.
Bd. XXV. Taf. I.



1.

2.

3.

TAFEL II.

Fig. 1–3. [illegible] Serra aus dem [illegible]-Kalk von [illegible] von San Giovanni di Medua.
Fig. [illegible] [illegible] sp. [illegible]dorf.
Fig. 4. [illegible] n. sp. aus dem [illegible] Ton von [illegible]; 4. a) vergrössertes Bild desselben.
Fig. 5. [illegible] sp. [illegible].

Sämtlich in natürlicher Grösse.

Originale in der Sammlung des Paläontologischen Instituts der Universität Budapest.

TAFEL II.

Fig. 1 u. 2. *Nautilus parallelus* SCHFH. aus dem *Harpactocarcinus* enthaltenden, knolligen Krabbenkalk von San Giovanni di Medua.

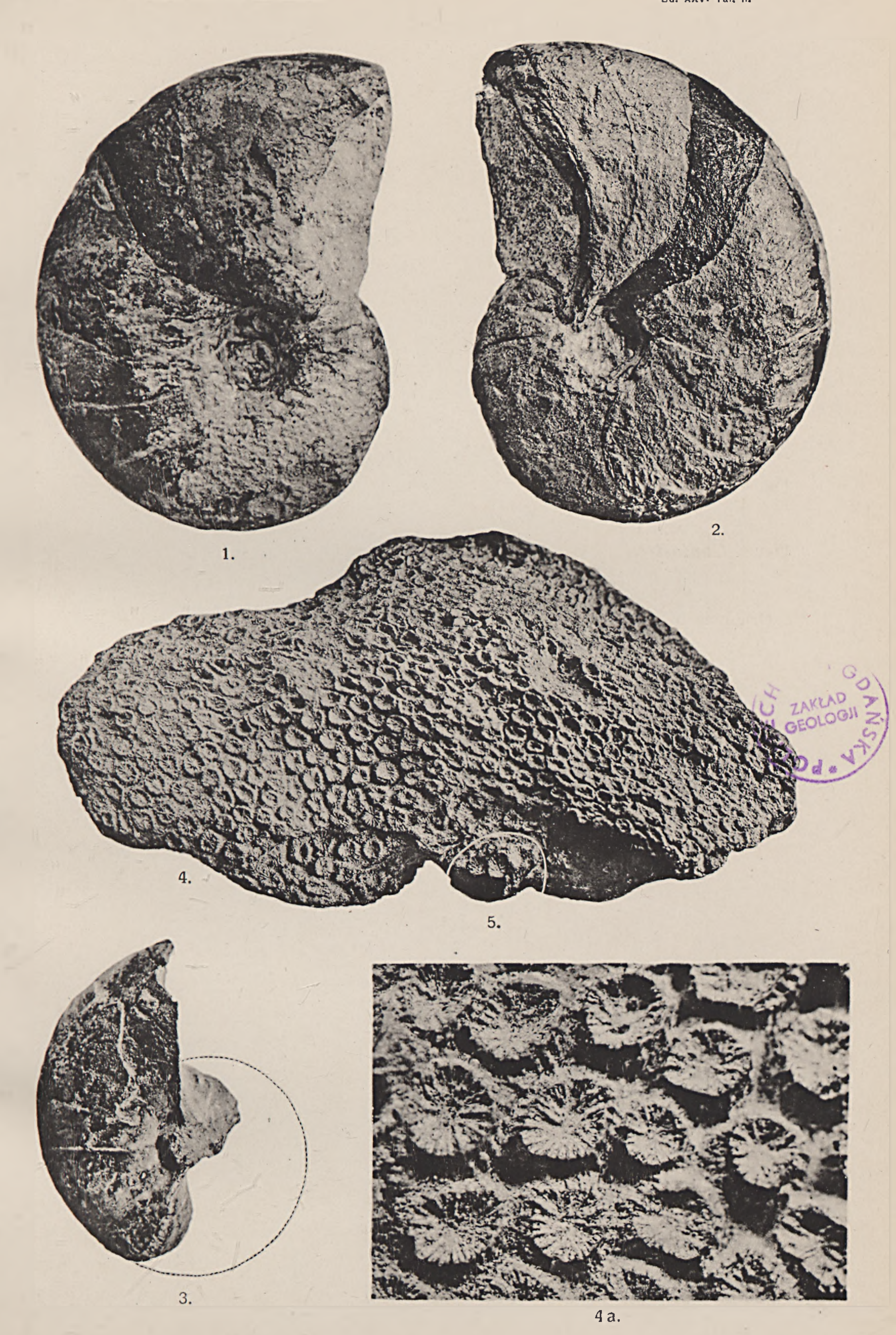
Fig. 3. *Nautilus* sp. von ebendort.

Fig. 4. *Phyllangia epithecalis* n. sp. aus dem vermutlich oligozänen Ton von Bušati ; 4. a) vergrössertes Bild desselben.

Fig. 5. *Goniastrea* sp. ind. von ebendort.

Sämtlich in natürlicher Grösse.
Originale in der Sammlung des Palaeontologischen Institutes der Universität Budapest.

M. k. Földt. Int. Évk. XXV. köt. II. tábla.
Mitt. a. d. Jahrb. d. k. Ung. Geol. Reichsanst.
Bd. XXV. Taf. II.



2.

ÜBER FOSSILE TERMITEN UNGARNS

VON

DR. A. PONGRÁCZ

MIT DEN TAFELN III—V.

Mitt. a. d. Jahrb. d. kgl. ungar. Geol. Anstalt, XXV. Bd. 2. Heft.

Vom Verfasser wesentlich umgearbeitete deutsche Ausgabe einer unter dem Titel „Uj harmadidőszaki termesztaj Radobojról“, als Heft 2, Bd. XXV. der Zeitschrift „M. kir. Földtani Intézet Évkönyve“ im Jahre 1917 in ungarischer Sprache erschienenen Aufsatzes.

Ausgegeben am 24. Juni 1926.

STÁDIUM SAJTÓVÁLLALAT RT.



Die ersten Bausteine zur Kenntnis der fossilen tertiären Termitenfauna lieferten die bahnbrechenden Arbeiten von Charpentier, Pictet-Baraban und Hagen, denen es gelang, auf Grund eines reichhaltigen Materials Einblicke in die europäische Termitenfauna zu gewinnen und eine nicht unbedeutende Anzahl von Arten als Denkmünzen des Werdeganges der Termitenwelt noch im Jahre 1856 nachzuweisen. Schon damals reihten genannte Forscher die fossilen europäischen Termiten in drei Gattungen und zwar in *Kalotermes*, *Termopsis* und *Eutermes* ein, welche Einteilung auch gegenwärtig keiner größeren Berichtigungen bedarf. Von den neuen Arten scheint für unsere Fauna *Eutermes gracilis* wichtig zu sein, die im Jahre 1873 von Germar irrtümlich als *Hemerobius antiquus* beschrieben und von Pictet richtig in die Gattung *Eutermes* gestellt wurde, mit der Bemerkung, daß diese Art unseren rezenten Arten *T. lucifugus* und *flavipes* sehr nahe stehe.

Damit ist der erste sichere Beweis für den engen Zusammenhang der fossilen und rezenten europäischen Fauna erbracht, der aber erst im weiteren Verlaufe unserer Forschungen voll zur Geltung kam. Schon im Jahre 1847 erkannte der schweizer Palaeontologe Heer an verschiedenen in Bernstein und bei Radoboj in Kroatien gefundenen Termiten Merkmale rezenter Arten. Demnach steht *T. pristinus* Charp. mit *T. molestus* Burm., *T. obscurus* Heer mit *T. testaceus* L. in Verwandschaft, während Heer sich über die Verwandtschaftsverhältnisse von *T. procerus* nicht äußerte.

Fast siebzig Jahre waren seit diesen Untersuchungen vergangen, als Kurt von Rosen eine Termite aus dem Miozän von Radoboj unter dem Namen *Mastotermes croaticus* beschrieb. Aus seinen interessanten Schilderungen geht hervor, daß schon im älteren Tertiär Termitenarten auftauchten, die von den bisher beschriebenen fossilen Arten in mehreren Beziehungen abwichen und ältere Merkmale aufwiesen. Diese Merkmale sind schon aus der Abbbildung von *Termes Haidingeri* in Goldenberg's Palaeontographia ersichtlich, Heer schrieb denselben jedoch keine Bedeutung zu. Erst Kurt von Rosen gelang es an dieser Gattung, — die gegenwärtig nur einen einzigen Vertreter in Australien hat, und durch die vier fossilen Arten *M. Batheri*, *anglicus*, *bournemouthensis* und den von Collins beschriebenen *M. Wheeleri* vertreten ist, — Merkmale der Gattung *Mastotermes* zu erkennen. Letztere gehören dem älteren Tertiär an, während Rosen für den jüngeren, miozänen *M. croaticus* die Gattung *Miotermes* aufstellte.

Die Lückenhaftigkeit der palaeontologischen Funde, ferner die Richtung der Systematiker, denen es hauptsächlich darum zu tun war, die rezenten Arten bloß in systematischen Betrachtungen zu behandeln, ermöglichte uns jedoch keine weiteren Einbliche in die Entfaltung der Fauna zu gewinnen. Als ich nun vor einigen Jahren, Dank der Direktion der königl. ung. Geol. Anstalt zu Budapest und des freundlichen Entgegenkommens des Herrn Tivadar Kormos in die angenehme Lage kam, die interessante, wenn auch nicht sehr reichhaltige Sammlung durchprüfen zu können, fesselte meine Aufmerksamkeit ein Abdruck eines Hinterflügels, an dem schon bei oberflächlicher Betrachtung Spuren eines, für die Gattung *Mastotermes* charakteristischen Analfeldes zu erkennen waren. Damals dachte ich, daß diese Art mit *M. croaticus* identisch sei, nach eingehender Prüfung gelang es mir jedoch festzustellen, daß dieselbe durch das Vorhandensein eines dritten Astes des Radius von *M. croaticus* ziemlich abweicht. Somit konnte ich nicht umhin, in diesem Abdrucke eine neue, *M. croaticus* jedoch sehr nahe stehende Art zu erblicken. Bei der ersten Beschreibung derselben[1] war ich über den Fundort dieses Fossils nicht genau unterrichtet und so stellte ich für diese Art auch auf Grund des Geäders die neue Gattung *Pliotermes* auf. Seitdem wissen wir, daß diese Art, sowie auch die meisten von Heer beschriebenen Fossilien, die im Mergelschiefer auftauchten, dem unteren Miozän angehören. Sie dürften zu einer Zeit gelebt haben, als sich die letzten Wellen eines Binnenmeeres zurückzogen und das Land, — wie aus den Spuren einer marinen Vegetation (Seetang etc.) ersichtlich — noch nicht ganz trockengelegt war.

Von diesem Fossil ist leider nur ein unvollkommener Rest vorhanden, der die habituellen Merkmale dieser Art nicht erkennen läßt.

Nach der Beschaffenheit des Hinterflügels gehört diese Art der Gruppe *Mastotermitinae* an, deren fossile Vertreter, — wie aus *M. anglicus, bournemouthensis* u. *Batheri* ersichtlich — einen ziemlich reichen Radial- und Kubitalkomplex trugen. Bei *M. croaticus* sind diese Merkmale stark reduziert und so war es bisher schwierig, diese Art den übrigen fossilen *Mastotermitiden* anzuknüpfen. Diese Lücken soll nun *P. hungaricus* ausfüllen, der einerseits noch die Spuren des reicheren Radialkomplexes der ältesten Termiten beibehalten hat, anderseits aber schon auf eine engere Verwandtschaft mit dem jedenfalls jüngeren *M. croaticus* hindeutet.

Gen. nov. PLIOTERMES Pgr.

Subcosta des Hinterflügels mangelhaft erhalten; dieselbe erreicht kaum $^1/_4$ der Länge des Flügels; Radius entsendet drei Sektoren, die fast parallel mit dem Flügelrande verlaufen. Media zweigt schon weit

[1] Új harmadidőszaki termeszfaj Radobojról Földt. Int. Évkönyve, XXV. 1917. p. 25–36. (Nur. ung.)

vor der Mitte ab und bildet zwei gabelige Äste. Kubitus weist auf eine sehr reichhaltige Verzweigung hin. Die anale Erweiterung des Flügels ist bei vorliegendem Reste nicht erhalten, die Beschaffenheit und der Verlauf des ganzen Kubital- und Radialkomplexes spricht aber zweifellos dafür, dass eine solche vorhanden war.

Pliotermes hungaricus Pgr.

Von dieser Art befindet sich in der Sammlung der königl. ung. Geol. Anstalt ein rechter Hinterflügelrest eines Männchens auf Mergelschiefer. Das Analfeld ist leider nicht deutlich zu erkennen.

Gesamtlänge 28 mm, grösste Breite 10 mm.

Verlauf der Costa nicht deutlich zu verfolgen.

Radius hat drei Äste, die voneinander in ziemlich gleicher Entfernung parallel mit dem Flügelrande verlaufen.

Media verläuft fast marginal und entsendet drei divergierende Sektoren, die gabelig enden. Der mittlere scheint rudimentär zu sein, der Hauptstamm ist auch gabelig. Der dritte Ast dieses Stammes ist für diese Art charakteristisch und fehlt bei *M. croaticus* Rosen. Ähnlichen Bau hat auch *M. bournemouthensis* Rosen, nur trägt der Hauptstamm eine längere Gabel und die rudimentären Sektoren sind nicht zu verfolgen.

Auch der Kubitalkomplex stimmt mit jenem des *M. croaticus* nicht überein, da bei *P. hungaricus* der 2. Ast nicht rudimentär ist, der 3. hingegen — im Vergleich mit der reichlichen Verzweigung desselben bei *M. croaticus* — sehr einfach erscheint.

Sämtliche Äste enden gabelig, die 3 ersten sind voneinander weiter entfernt, als die übrigen. Der 5. Ast scheint sich mit dem 4. und 6. an der Basis zu vereinigen.

1. Analader bildet einen verdickten Hauptast mit kleinen Fahnenadern, die auf das Vorhandensein einer Erweiterung hindeuten. Die darauffolgende 2. Analader ist zwar nicht deutlich, aber vorhanden. (Subanalader.)

Auch an Quer- und Netzadern ist der Flügelrest verhältnismäßig reich, ebenso an Schaltadern, die auf ursprüngliche Merkmale hinweisen. Die Queradern sind vorwiegend im Medialfeld entwikkelt und bilden ein unregelmäßiges Netzwerk.

* * *

Über die Verwandtschaftsbeziehungen der *Mastotermitinae* zu den höheren Termiten ist folgendes zu bemerken:

Schon im Oligozän tritt uns der erste und älteste Vorläufer der *Termopsinae: Termopsis Bremii* Pict. entgegen, der sich in den Grundzügen seines Flügelbaues auf das engste an die *Mastotermitinae* anschließt und uns zugleich über die Herkunft dieser Gruppe Auf-

schlüße geben kann. Die allgemeine Reduktion der Radial- und Medialpartie ist bei dieser Art leicht wahrzunehmen, noch mehr bei *Termopsis procerus,* obzwar letztere Art, wie aus der Rekonstruktion Rosen's ersichtlich, noch das Gepräge der Mastotermitiden beibehielt. Diese Art besitzt nämlich eine reichliche Verzweigung des Radius, besonders am vorderen Flügel, wo sogar noch eine gabelige Spaltung der Media und zwei Sektoren zu verfolgen sind.

Eine weitere Stufe der phylogenetischen Entwicklung des Geäders bezeugen die Parallelgruppen *Eutermes* und *Calotermes,* bei welchen sich eine Trennung und Verschiebung der Kubitalpartie von dem Radialkomplex, ferner die allmählige Reduktion der Media bemerkbar macht. Diese Trennung ist schon bei einigen *Hodotermes*-Arten angedeutet, die noch die Verzweigungen des Radius besitzen. Es steht uns nahe anzunehmen, daß auch die Spaltung dieser Gruppe wahrscheinlich noch während des älteren Miozäns, oder sogar bereits im Oligozän eingetreten ist.

Calotermes Berendti Pict. vereinigt noch Merkmale von *Termopsis* und *Calotermes,* wonach wir annehmen können, daß schon im Oligozän die Spaltung dieser Gattungen stattfand.

Bezüglich der *Eutermes*-Arten scheinen mir *Eutermes pristinus, debilis, fossarum* und *pusillus* phylogenetisch jüngere Arten zu sein. In welcher Weise dieselben mit der Gruppe *Termopsinae* verknüpft sind, das bleibt jedoch einstweilen noch eine offene Frage.

Daß *Pliotermes hungaricus* phylogenetisch älter ist, als *M. croaticus,* scheint bloß durch das Vorhandensein eines reichlichen Medialkomplexes bewiesen zu sein. Bei *P. hungaricus* bildet die Media eine geräumige obere Gabel, die bei *M. croaticus* nicht zu verfolgen ist. *P. hungaricus* ist aber noch bei weitem nicht zu den ältesten Termiten zu rechnen. Als solche sind *M. Batheri, bournemouthensis, anglicus* und der neuerdings von Collins beschriebene *M. Wheeleri* zu betrachten, der vom Verfasser in die Nähe von *M. anglicus* gestellt wurde.

Die Verwandschaftsverhältnisse der drei Arten können wir vorläufig nicht ins klare legen, höchstens feststellen, daß *M. anglicus* in der Beschaffenheit des Geäders dem eozänen *Mastotermes bournemouthensis* viel näher steht, als *M. Batheri.*

Demnach entrollt sich aus unseren bisherigen Untersuchungen beifolgender Stammbaum (Taf. V.) der Arten, der selbstverständlich hypothetisch ist. Demnach nehmen die *Mastotermitinae,* wie dies auch aus der Palaeontologie ersichtlich ist, die tiefste Stellung ein, aus denen die Gruppen *Termopsinae* und *Metatermitinae* ohne Schwierigkeit abzuleiten sind. Es ist nun interessant, das Aufblühen, die Entfaltung und die Verwandschaftsbeziehungen der Gruppen während der geologischen Perioden zu verfolgen (s. auch Tabelle). Die Mastotermitiden erreichten im Eozän und

Oligozän ihre Blüte, während ihre Nächstverwandten *Miotermitinae* sich erst in der Miozänzeit entfalteten und wahrscheinlich noch damals erloschen. Ob die Gattungen sich aus dieser Gruppe, oder aus *Termopsis*-ähnlichen Vorfahren abzweigten, ist noch in Dunkel gehüllt, wir können aber bemerken, daß die *Hodotermes*-Arten in ihrem Aderverlauf viel Gemeinsames mit den Mastotermitiden haben. In Anbetracht

Mastotermitinae
Miotermitinae
Hodotermitinae
Termopsinae
Calotermitinae
Termitinae

Rezent
Pleistozän
Pliozän
Miozän
Oligozän
Eozän

dieser Ähnlichkeiten denke ich dieselben von den Mastotermitiden abzuleiten und als einen gewissermaßen spezialisierten Seitenzweig anzusprechen, der aber zu keiner reichlichen Entfaltung gelangte. Ähnlicher Herkunft dürften auch die *Termopsinae* sein, wofür besonders der Aderverlauf einiger oligozäner Arten spricht. Diese Gruppe erreicht — nach allen Anzeichen — auch hier und im Miozän ihre Blüte und tritt später zurück, um sich in der Gegenwart in verhältnismäßig wenigen Arten zu

erhalten. Das Gegenteil ist bei den Kalotermitiden der Fall, die sich wahrscheinlich schon im Eozän von *Eutermes*-ähnlichen Vorfahren ablösten und später nach zwei phylogenetischen Richtungen spalteten, von denen die eine zu den *Calotermes*-Arten, die andere, wie wir aus der Palaeontologie unterrichtet sind, erst später, im Pleistozän zur Gruppe der *Termitinae* führte, die erst in der Gegenwart einen grossen Aufschwung nahm und an Arten am reichsten vertreten ist.

* * *

Bei den Termiten des Tertiärs, hat — wie aus den fossilen Resten hervorgeht, — die Differenzierung der einzelnen Kasten noch nicht den Höhepunkt erreicht. Zwar begegnen wir schon bei den afrikanischen Kopaltermiten neben geflügelten Geschlechtstieren auch Arbeitern und sogar großköpfigen Soldaten, das Fehlen der ungeflügelten Geschlechtstiere deutet jedoch auf eine primitive Einreichtung des Staates hin. Da wir die vollkommene Differenzierung der Kasten gegenwärtig nur bei denjenigen Arten antreffen, die auch die kunstvollsten Baue anfertigen, so scheint zwischen Baukunst, Arbeitsteilung und Differenzierung ein enger Zusammenhang zu bestehen. Es ist also zu vermuten, daß die Termiten einerseits durch die Verarmung gewisser Vegetationen während der Diluvialperiode, anderseits auch infolge der Arbeitsteilung veranlaßt wurden, das Innere der Bäume zu verlassen und vielleicht auch die kunstvollsten und gewaltigsten Bauten als Zeugnisse der höheren Arbeit-Differenzierung und Koloniegründung auszuführen.

LITERATUR.

Berendt, G. C.: Die im Bernstein befindlichen organischen Reste der Vorwelt. II. Abt. Die im Bernstein befindlichen Neuropteren der Vorwelt. Berlin, 1856. (von Pictet.)

Charpentier, T.: Über einige fossile Insekten aus Radoboj in Kroatien. (Acta Acad. Leop. Carol. XX. Wien.)

Collins, R. L.: A lower eocene Termite from Tennessee. (Am. Journ. Sc. 1925. IX. p. 406—410.)

Giebel, C. G.: Insekten der Vorwelt. 1856.

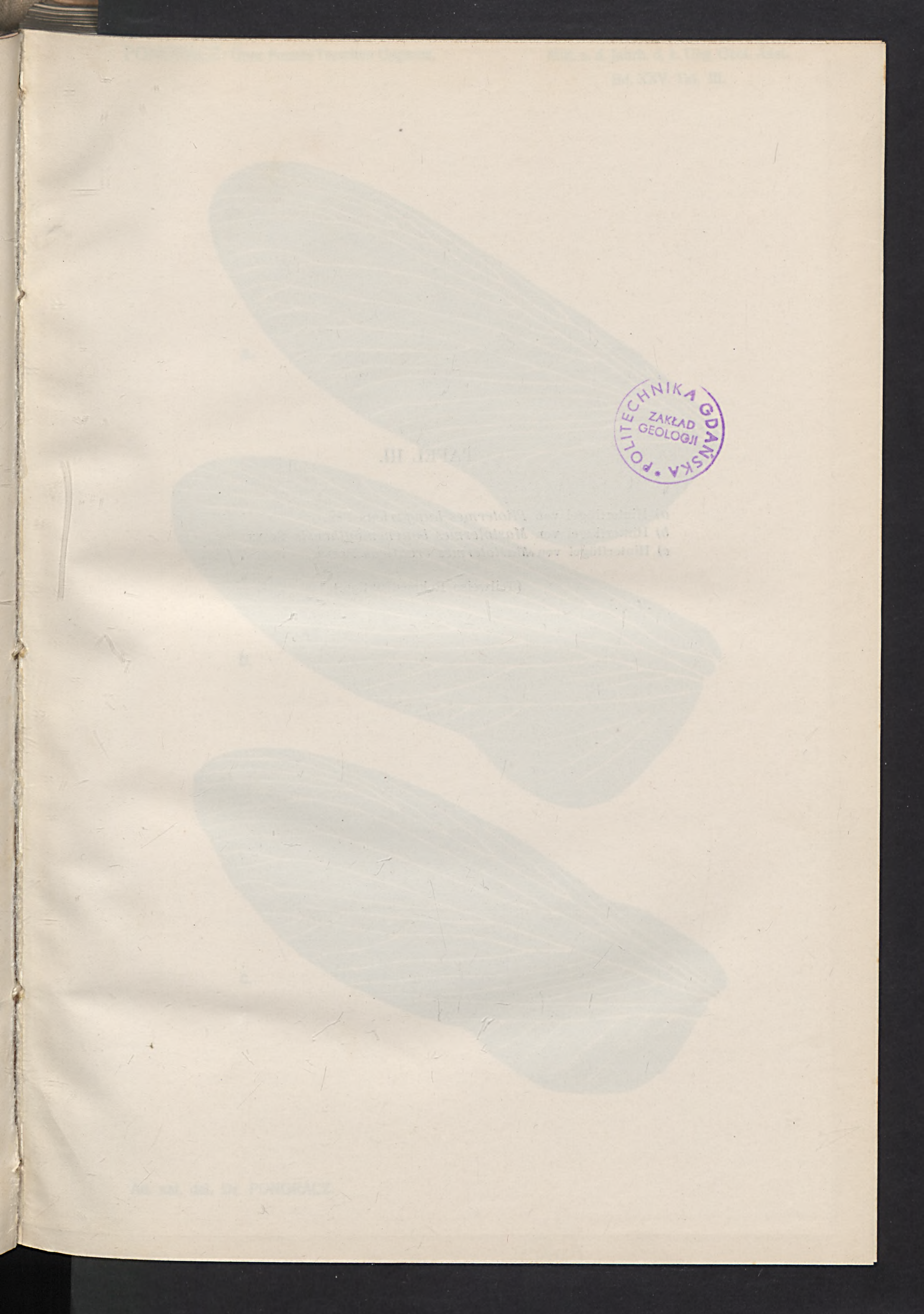
Hagen: Über die Neuropteren der Bernsteinfauna. (Verh. Zool. Bot. Ges. 1854. p. 221-232.)

Handlirsch, A.: Die fossilen Insekten. Leipzig, 1906—1908.

Pongrácz, S.: Új harmadidőszaki termeszfaj Radobojról. M. kir. Földtani Intézet Évkönyve. XXV. 2. 1917. p. 25—35.

Rosen, K. v.: Die Fossilen Termiten. Eine kurze Zusammenfassung der bis jetzt bekannten Funde. (2. Intern. Congr. of Entomology. Oxford. Vol. II. 1913. p. 318-335.)

Scudder, S.: The Tertiary Insects of North America. (Rep. U. S. Geol. Surv. Territ. 1891. Vol. 13.)



TAFEL III.

a) Hinterflügel von *Pliotermes hungaricus* Pgr.
b) Hinterflügel von *Mastotermes bournemouthensis* Rosen.
c) Hinterflügel von *Mastotermes croaticus* Rosen.

(Teilweise Rekonstruktion.)



Ad. nat. del. Dr. PONGRÁCZ.



TAFEL IV.

a) Vorderflügel von ***Eutermes gracilis*** Pict.
b) Hinterflügel von ***Mastotermes darwiniensis*** Frog.
c) Hinterflügel von ***Hodotermes ochraceus*** Burm.
d) Hinterflügel von ***Miotermes procerus*** Heer.

(Teilweise Rekonstruktion.)

Mitt. a. d. Jahrb. d. k. Ung. Geol. Anst.
Bd. XXV. Taf. IV.



Ad. nat. del. Dr. PONGRÁCZ.

TAFEL V.

Tabelle zur Veranschaulichung der Verwandtschaftsverhältnisse und der geologischen Verbreitung der europäischen Termiten.

REZENT
PLEISTOZÄN
PLIOZÄN
MIOZÄN
OLIGOZÄN
EOZÄN

Mastotermes
Parotermes
Hodotermes
Termopsis
Calotermes
Leucotermes
Termes testaceus
Eutermes
Syntermes dirus
Odontotermes

pusillus
Hageni
spectabilis
insignis
procerus
fodinae
obscurus
croaticus
Hartungi
meadii
pristinus
pusillus
coloradensis
Hodotermes insignis
randecken
sis
croaticus
+ Miotermes
+ Pliotermes hungaricus
debilis
punctatus
fossarum?
Fraasi
gracilicornis
Brémi
Giardi
Heeri
diaphanus
rhenanus
Eutermes antiquus (gracilis)
+ Eutermes
+ Calotermes
+ Termopsis
TERMOPSINAE
METATERMITINAE
(Mesotermitinae)
Batheri
bournemouthensis
anglicus
Wheeleri
+ Mastotermes
MASTOTERMITINAE



3.

HYDROGEOLOGIE UND NATIONALÖKONOMISCHE ZUKUNFT DER THERMEN VON TATA UND TÓVÁROS

VON

HEINRICH HORUSITZKY

MIT DER TAFEL VI. (GEOL. KARTE) UND 8 TEXTFIGUREN.

Mitt. a. d. Jahrb. d. kgl. ung. Geol. Anstalt, XXV. Bd. III. Heft.

*Erschienen in ungarischer Sprache
im Jahre 1923 als Band XXV., Heft 3. der Zeitschrift
„A m. kir. Földtani Intézet Évkönyve“.*

Ausgegeben im August 1926.

VORWORT.

Im Sommer des Jahres 1919 hätte ich die geologischen Landesaufnahmen im südlichen Teil des Komitates Komárom fortsetzen sollen. Nachdem dies der schwierigen Verhältnisse zufolge auf dem betreffenden Gebiet nicht zulässig schien, wandte ich mich mit dem Ersuchen an die Direktion der Geologischen Anstalt, mir das Studium der ergiebigen Thermalquellen von Tatatóváros und ihrer Umgebung in hydrogeologischer Hinsicht zu gestatten.

Bevor ich das Ergebnis meiner diesbezüglichen Studien schildere, komme ich der angenehmen Pflicht nach, sowohl Herrn Dr. v. Szontagh, unserem hochgeschätzten Vicedirektor, als auch Herrn Dr. v. Pálfy, meinem lieben Kollegen, meinen besten Dank auszudrücken, daß sie mir das Studium dieser für das ganze Land höchst wichtigen und in hydrogeologischer Beziehung so bedeutenden Gegend ermöglichten.

Meines aufrichtigen Dankes versichere ich auch die Gutsverwaltung der gräflich Eszterházy Franz' Domänen, sowie den Magistrat der Stadt Tatatóváros für die Beflissenheit, mit der sie meine Arbeit unterstützten und mir behilflich waren. Von großem Nutzen war mir bei der Zusammenstellung dieser Abhandlung die mir gütigst zur Verfügung gestellte, bisher noch nicht publizierte geologische Karte meines lieben Freundes, Gymnasialprofessor Dr. Ferdinand v. Koch, wofür ich selben, als auch Herrn Johann Kriszt, Verwalter der gräflich Eszterházyschen Fabriken, der mir mit verschiedenen Daten zur Wassermessung an die Hand ging, auch an dieser Stelle aufrichtigen Dank zolle.

EINLEITUNG.

Die vorliegende Abhandlung, welche die hydrogeologischen Verhältnisse der Umgebung von Tatatóváros beschreibt, ist weit davon entfernt, vollkommen zu sein. Diese Gegend ist von unserem Gesichtspunkt aus so interessant und mannigfach, in tektonischer und in hydrogeologischer Hinsicht so vielfältig und kompliziert, daß deren Bearbeitung einen weitaus größeren Aufwand an Zeit beanspruchen würde, um der gestellten Aufgabe völlig Herr zu werden. Ich betrachte diese bescheidene Arbeit blos als Vorläufer zu späteren, erschöpfenden Forschungen, welche hoffentlich im Laufe der Zeiten unternommen werden und sind daher die Ergebnisse meiner Untersuchungen auch nur beiläufig zu nehmen und werden künftig wohl noch manche Änderung erfahren. Mein Zweck war bloß die hierortigen Verhältnisse im allgemeinen zu schildern, mit der Absicht, einen Einblick in die Zukunft von Tatatóváros zu gewähren. Ich beschränke mich in diesem Bericht direkt auf die Umgebung der Stadt Tatatóváros und deren Thermalquellen.

Im 1. Abschnitt spreche ich über die menschlichen Ansiedelungen dieser Gegend. Dies hielt ich deshalb für zweckmäßig, um zu zeigen, daß die Thermalquellen schon in der Steinzeit die Menschen an sich zogen. Nach Glanzperioden der Kultur folgten dunkle Zeiten und dementsprechend wurden auch die Thermen mehr oder minder hoch eingeschätzt.

Im 2. Abschnitt machen wir uns mit den geologischen und stratigraphischen Verhältnissen der Gegend bekannt. Hier werden die mesozoischen Bildungen des Kalvarienhügels von Tata, sowie die darüber folgenden tertiären und pleistozänen Ablagerungen besprochen.

Der 3. Abschnitt erläutert die tektonischen Verhältnisse der Gegend, denen die Quellen ihren Ursprung verdanken. Wir haben es hier zufolge der in zwei Richtungen verlaufenden Bruchlinien mit schachbrettartigen Verwerfungen zu tun, an deren Grenzen die Quellen hervorbrechen.

Im 4. Abschnitt bemühe ich mich, die Entwicklungsgeschichte der Quellen und deren Charakter zu zeichnen, namentlich daß hier die Thermen gemischten Charakters erst im frühen Tertiär ihre Wirksamkeit begannen.

Im 5. Abschnitt folgt die Beschreibung der einzelnen Quellen. Ich habe selbe mit Bezug auf die Bruchlinien in gewisse Gruppen zusammengefaßt, innerhalb welcher ich die einzelnen Quellen aufzähle. Je nach den mir zu Gebote stehenden Daten ist die Beschreibung der

Quellen länger oder kürzer. Am meisten befaßte ich mich mit den Thermen, die im Englischen Park ihren Ursprung nehmen und deren eine auch chemisch analysiert ist.

Der 6. Abschnitt gibt eine Zusammenfassung der früheren Kapitel nebst einer beiläufigen Angabe der Wassermenge der Thermen, welche sich nach ungefähren Berechnungen auf 2—2½ Millionen Hl per Tag beläuft.

Der 7. Abschnitt behandelt in Kürze den zu erhoffenden nationalökonomischen Aufschwung von Tatatóváros, namentlich daß durch intensiven Ackerbau, sowie durch Hebung der Industrie an der Hand des dortigen Bergbaues und schließlich durch den Ausbau eines schiffbaren Kanals zwischen Tata und Dunaalmás die ganze Umgebung einen ungeahnten Aufschwung nehmen und die Stadt ein Luftkur- und Badeort ersten Ranges werden könnte.

1. DIE ANSIEDELUNGEN DES QUELLENGEBIETES.

Das von den mächtigen Karpathen begrenzte Ungarland weist an mehreren Orten die Spuren des Urmenschen aus dem Pleistozän, d. h. Diluvium auf. Hierauf bezügliche Funde gewann man überwiegend aus Höhlen, aber auch auf einzelnen Hügeln, immer entlang des Wasserlaufes fanden sich Spuren des Urmenschen vor, der von solchen Stätten auszog, um die nötige Nahrung zu beschaffen und nach ermüdender, wenn auch ergiebiger Jagd oder Fischerei hieher zurückkehrte zu seiner Heimstätte, wo er sich geborgen fühlte.

Eine solche Ansiedelung war in der grauen Vorzeit die mesozoische Felseninsel von Tata, welche ringsum von Sümpfen umgeben war und nur aus südwestlicher Richtung, vom wellenförmigen, mit Wasseradern durchsetzten Hügelland aus zugänglich war. Rings um den Felsen aber entsprangen mächtige Thermalquellen aus der Tiefe und dieser Umstand eben bewog schon die Menschen der Steinzeit sich hier anzusiedeln und haben wir die Gewißheit — auf Grund reichhaltiger Funde — daß der Kalvarienhügel von Tata schon eine Kolonie des Urmenschen war.

Die Erzeugnisse der steinzeitlichen Industrie von Tata umfassen verschiedene Spitzen, Beile, Klingen, Kratzer und Schaber, welche zusammen mit Mikrolithen und unbearbeiteten, abgesprengten Abfällen gefunden wurden. Nach Dr. Kormos' Ansicht gehört diese Paläolithkultur in das spätere Moustérien. Die gleichzeitig zutage geförderten Reste von *Felis spelaea, Megaceros giganteus, Bison priscus, Rhinoceros antiquitatis, Elephas primigenius* stammen von Säugetieren aus dem Pleistozän. (Kormos **46.**) Wenn wir nun die stratigraphischen Verhältnisse in Betracht ziehen und das Pleistozän innerhalb seiner Gliederung in einen unteren und einen oberen Abschnitt in drei glaziale, zwei interglaziale und ein postglaziales Zeitalter teilen, so ist die Paläolithindustrie von Tata ins Oberpleistozän zu rechnen, d. h. zu Beginn

der Lößperiode u. zw. in die erste interglaziale Periode, als das Klima gemäßigt, eher trocken war und mehr oder weniger Niederschläge aufwies. (Horusitzky **42.**)

Ebenso, wie aus der Steinzeit, sind uns auch aus der Bronz- und Kupferzeit Spuren erhalten geblieben, welche beweisen, daß dieses Gebiet auch damals bevölkert war. (Gyulay **27**; Reissig **36**391.)

Mit der Einwanderung der Kelten beginnt das Eisenzeitalter. Nach den Kelten ergreifen die Römer Besitz von Pannonien, dem jetzigen „Dunántúl" (= Transdanubien). Von den Römern haben wir schon bedeutend mehr Daten, welche sich auf Tata und seine Umgebung beziehen. Sie nannten den großen Teich „lacus felix" und die an seinem Ufer erbaute Ortschaft „ad lacum felicem". Auch machten sie sich das Wasser zu nutze. (Ortvay **14** I. Band p. 459. Wencel **13** 394.)

Zwei größere, architektonische Denkmäler aus damaliger Zeit zeugen von der hohen Kulturstufe, auf welcher die Römer standen. Das eine war die 15 km lange Wasserleitung, welche das Wasser der jetzt „Lo Presti" genannten Quelle in die Stadt Brigetio leitete, wo jetzt die Ortschaft Ószöny liegt. Damals war Brigetio ein ständiges römisches Lager.

Das andere ist der mächtige, mit Quadersteinen ausgelegte Damm (1330 Klafter lang, 20 Klafter breit, 4—5 Klafter hoch), mittels dessen man das Wasser staute, um gegebenen Falles, bei feindlichen Angriffen, die Umgebung der Stadt Brigetio zu versumpfen. (Sörös **37** 31; Mohl **38** 7.)

Nach der, ungefähr 400 Jahre andauernden Herrschaft der Römer, folgten die Hunnen, welche an 50 Jahre, dann die Ostgoten und Longobarden, welche 100 Jahre hier hausten. Im IX. Jahrhunderte tauchen die zum ural-altaischen, türkisch-tatarischen Stamm gehörenden Avaren auf, während deren Herrschaft auch die Slaven einwanderten. (Reissig **36** 395.)

Seit der Landesnahme (896) bewohnen Ungarn dieses schöne, quellenreiche Gebiet. Während der Regierung König Stefans des Heiligen wurde die Abtei der Benedektiner Mönche errichtet und seinen imposanten Quellen verdankte wohl die Stadt Tata den Vorzug, als Domizil der Geistlichen zu dienen. Nach schriftlicher Überlieferung soll angeblich ein böhmischer Aristokrat, Namens Deodatus oder Theodatus, der Erzieher und Taufpathe Stefans gewesen sein und soll ihm später der König in dankbarer Zuneigung das jetzige Tata und seine große Umgebung mit allen damit verbundenen Rechten verliehen haben. Deodatus fühlte sich nicht als rechtmäßiger Eigentümer des wahrhaft fürstlichen Besitzes und schenkte die Herrschaft dem Benediktinerorden behufs Errichtung der Kloster-Abtei. Daraufhin benannte König Stefan der Heilige den Ort des Stiftes und den dazugehörigen Meierhof „Tata", wie er seinen gottesfürchtigen Erzieher und Taufpathen zu nennen pflegte. (W. L. 38—14, Mohl **38** 9.)

Im Schutze der Benediktiner-Abtei nahm die Bevölkerung stetig zu. Aber als Marktfleck („oppidium") figuriert Tata trotzdem erst im 13. Jahrhundert. Weitere, auf die Thermen bezügliche Daten haben wir aus den Jahren 1234—1270, laut welchen die Benediktiner-Abtei mehrere Wassermühlen besaß, was darauf schliessen läßt, daß zu dieser Zeit jedenfalls schon Agrikultur betrieben wurde. Die Diözese von Veszprém erwarb hier im Jahre 1244 eine Mühle. (Vende **33** 126.) Ein im Jahre 1269 ausgefertigter Donationsbrief König Béla's des IV. an die Gäste von Füzitő erwähnt ein Thermalwasser: Calida aqua (warmes Wasser), welches zwischen Tata und Füzegtő zu finden ist. (Ortvay **14** 173.)

Die beispiellos schöne Quellengegend bewog schon König Sigismund um das Jahr 1400 dazu, am Ufer des Teiches eine Burg zu bauen. Der alten Zeitschrift „Tudományos Gyüjtemény" (= Wissenschaftliche Sammlung) entnehme ich folgenden Passus: „Comaromio duobus milliaribus germ. occurit Data, seu Tata, vulgo Dotis praesidium multa eaque scaturienti aqua incinctum", das heißt : zwei deutsche Meilen von Komárom liegt Data oder Tata, genannt die Festung Dotis, welche von vielen rieselnden Wässern umgeben ist. (W. L. **3** 12.)

Im Jahre 1465 vergrößerte König Matthias die Burg; er legte einen großen Fischteich an und gestaltete die nächste Umgebung zu einem Lustgarten. Von dieser Zeit an bis zum Tage der verhängnisvollen Schlacht von Mohács, unter der Regierung der aus verschiedenen Dynastien stammenden ungarischen Herrscher (1411—1526), war die königliche Hofhaltung häufig und längere Zeit in Tata, wodurch die Wohlhabenheit der glücklichen Bevölkerung wuchs und die verschiedensten Industriezweige gediehen. In der Landesgeschichte werden aus dieser Zeit, bereits zwei Gemeinden von den beiden Ufern des Teiches erwähnt, nämlich Tata und Tóváros. (Vende **33** 126.)

In der Zeit 1526—1686, von der Katastrophe bei Mohács angefangen bis zur Rückeroberung von Budavára (Ofen), hatte Tata viel zu leiden. Das Interesse für die Quellen blieb aber auch unter der Türkenherrschaft aufrecht und es entstanden zwei Bäder unter dem Regime der Moslims, trotzdem sie eigentlich nur vorübergehenden Aufenthalt in der quellenreichen Gegend nahmen. Das eine Bad errichteten sie auf dem Grund und Boden der gewesenen Abtei, im Hofe des gegenwärtigen Nonnenklosters und nannten es Mönchsbad. Das zweite ist das jetzige gräfliche Bad, welches seinen ehemaligen Namen, Türkenbad, beibehalten hat. (Mohl **38** 49.)

Im Laufe der Zeiten wechselten die Besitzer der Herrschaft Tata; nach der gräflichen Familie Csáky erwirbt es der Wiener Bürger Krapff, von welchem es im Jahre 1727 Graf Josef Eszterházy käuflich an sich bringt, dessen Nachkommen bis auf den heutigen Tag dieses Gut beibehielten. Graf Josef Eszterházy war als guter Landwirt bald damit im Klaren, daß die versumpfte Gegend in gesundheitlicher Hinsicht vieles

zu wünschen übrig läßt, kam aber auch zur Erkenntnis, wie vorteilhaft die Kanalisierung d. h. Entwässerung seines Grundbesitzes und die Regulierung der reichen Wasseradern auch in anderer Beziehung wäre. Diesen Erwägungen folgte alsbald die Tat. Mit den nötigen Vorarbeiten betraute er den Ingenieur MIKOVINYI, nach dessen Plänen er im Jahre 1747 einen Teil der Quellwasser in einen Teich von 600 Joch Umfang sammelte. Auch entwässerte er einen Teil des durch den Öregtó (Alter Teich) und die „Fényes"-Quellen versumpften Gebietes und gewann dadurch mehrere tausend Joch fruchtbaren Ackerlandes zwischen Tatatóváros, Füzitő, Naszály und Dunaalmás, welches „Regio cisterciensis", das heißt Wassergegend benannt war. Der Abzugkanal ist 4 km lang und führt noch heute den Namen MIKOVINYI's (REUSZ **34**176.)

Die durch öftere feindliche Angriffe teilweise zerstörte Burg ließ Graf NIKOLAUS ESZTERHÁZY im Jahre 1815 wieder herstellen. Auch die Schaffung des in seiner Art einzigen „Englischen Parkes" knüpft sich an den Namen des edlen Grafen, der die ausgedehnten Anlagen als Rahmen für den wunderschönen, 45 Joch großen „Cseketó" (Cseke-Teich) bestimmte, welcher inmitten des Parkes durch zwei Quellen gespeist wird, welche ihren Ursprung bei Tóváros haben. Die größere Quelle bildet einen kleinen Teich, in welchem die *Nymphaea coerulea* Sow. seit 1876 mit Erfolg gezüchtet wird. (LOVASSY **26**41.)

In der Monographie des Komitates Komárom wird die Schwimmschule von Tatatóváros erwähnt, deren Wasser die Temperatur von 16° R. aufweist (p. 137) und an anderer Stelle ist Tata sogar als Luftkurort bezeichnet (p. 185).

In jüngster Zeit (1886) kamen die Quellen von Tata in den Sitzungen der Ungarischen Akademie der Wissenschaften und des Naturwissenschaftlichen Vereines zur Sprache, als es sich um die endgültige Wasserversorgung der Hauptstadt handelte. Von verschieden beachtenswerten Plänen fand das Projekt des Architekten ADOLF FESZTY den meisten Anklang, der mit dem schier unberechenbaren Wasserreichtum der Quellen von Tata die Wasserleitungsfrage von Budapest zu lösen gedachte. Die tägliche Wassermenge, welche in Tata dem Boden entspringt, beträgt nach BALLÓ ungefähr 287.000 m³ und würde auf der 78 km langen Leitungsstrecke durch den natürlichen Wärmeverlust von 20° C auf 14° C abgekühlt und dadurch genießbar gemacht. (BALLÓ **16.** 136. und **19**282.)

Diesen fertig ausgearbeiteten Plan gegenüber machte STOCZEK seine Einwendungen, indem er den Beweis erbrachte, daß sich das Wasser auf seinem Leitungswege von 30 stündlicher Dauer im besten Falle bloß auf 17·5° C abkühlen würde und, wenn man die gewünschte niedrigere, wenn auch nur 15° C betragende Temperatur gewinnen wollte, müßte das Gefälle der Leitung so vermindert werden, daß die Leitung des Wassers von Tata bis Budapest 5 Tage dauern müßte. (STOCZEK

18 168. u. 169; **24223**.) Zu diesem Resultat gelangte er durch genaue Berechnungen, wobei er auf Grund des fertigen Planes die Distanz, die Kühlfläche der Leitung, die Zeitdauer etc. in Betracht nahm. Stoczek's Argumenten gegenüber unterblieb dann auch die Ausführung des Projektes, die Wasserleitung mit den Quellen von Tata zu speisen.

Einigermaßen ausführlicher beschreibt die Quellen Professor Dr. Karl Komáromi, auf dessen Daten ich mich im Texte berufen werde. Über die Thermen von Tata und Tóváros ist, — abgesehen von einfachen Erwähnungen in hauptsächlich geologischen und hydrographischen Fachschriften —, kaum irgendwo etwas zu lesen. Gegenwärtig sind die Quellen und ihre Umgebung leider in einem recht verwahrlosten Zustand[1]), doch will ich hoffen, daß die richtige Glanzepoche der Thermen von Tatatóváros noch kommen wird.

2. DIE GEOLOGISCHEN UND STRATIGRAPHISCHEN VERHÄLTNISSE DES THERMALQUELLENGEBIETES.

Bis zu dem Zeitpunkte, als vor 10 Jahren von Dr. Ferdinand v. Koch und Dr. Aurel Liffa in dieser Gegend detaillierte geologische Aufnahmen unternommen wurden, finden wir kaum irgendwelche geologische Aufzeichnungen über die Quellen von Tata und ihre Umgebung. Kürzere Angaben verdanken wir dem Buche Beudant's **(2.)**, ferner den Aufzeich-

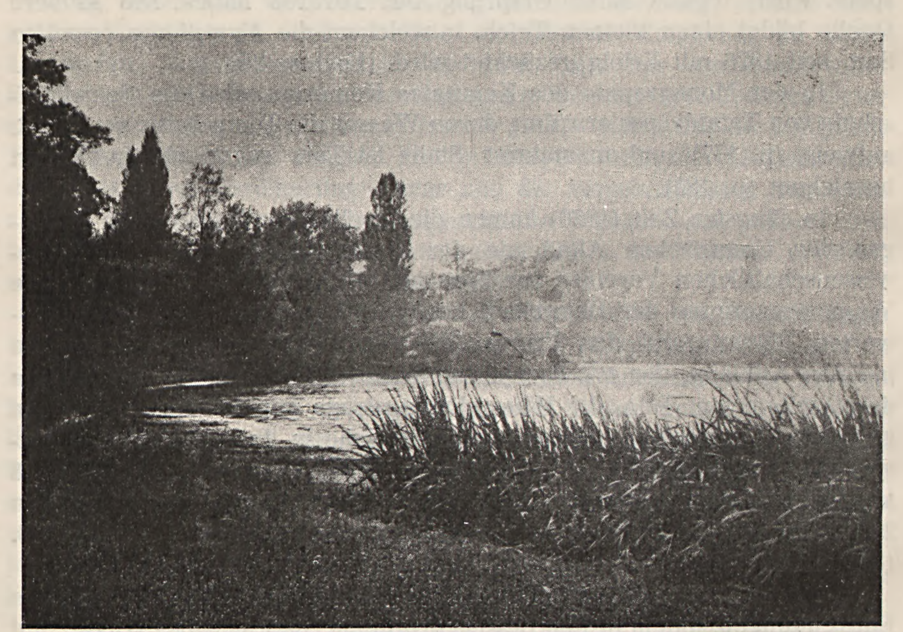


Fig. 1
Ufer des „Cseke“-Teiches.

[1]) Vieles hat sich seither vorteilhaft geändert. (Redakt.)

nungen von KORNHUBER **(5.)**, sowie den geologischen Beobachtungen HANTKEN's aus dem Dunántul (Transdanubien). Geologisch wurde die Gegend zuerst von PETERS **(7.)** und dem ungarischen Staatsgeologen BENJAMIN WINKLER kartiert **(15.)**, welch' letzterem die in den 70-er Jahren veröffentlichte geologische Karte der Umgebung von Tata im Maßstab 1 : 144.000 zu verdanken ist.

Neuerlich betraute der Direktor der kgl. ung. Geologischen Anstalt, Dr. LUDWIG v. LÓCZY den Breslauer Geologen JOHANN STAFF mit dem Auftrag, das Gerecse-Gebirge geologisch detailliert aufzunehmen, dessen diesbezügliche Arbeit im Jahre 1906 auch veröffentlicht wurde. **(29.)** Bedauerlicherweise befaßte sich STAFF mit den Bildungen des Kalvarienhügels von Tata blutwenig, obzwar diese mesozoische Scholle in engem Zusammenhange mit den Bildungen des Gerecse-Gebirges steht. In den Bereich der Detailaufnahmen der kgl. ung. Geol. Anstalt trat Tata und seine Umgebung erst im Jahre 1908, als dort Dr. AUREL LIFFA arbeitete. Selbstverständlich beschränkte er sich nicht allein auf das engere Gebiet von Tata, sondern durchstreifte die ganze Gegend, das Gerecse-Gebirge mit inbegriffen, wobei er auf Grund seiner persönlichen Erfahrungen in der Arbeit STAFF's manches berichtigen mußte. Die von LIFFA verfertigte geologische Karte im Maßstab von 1 : 25.000 ist noch nicht publiziert. (LIFFA **41.**)

Gleichzeitig mit LIFFA arbeitete auch Gymnasialprofessor Dr. FERDINAND v. KOCH in der Gegend von Tata. Er beschränkte sich jedoch blos auf die Erforschung des Kalvarienhügels, daher wir seiner Tätigkeit die ausgiebigsten Daten über den mesozoischen Hügel verdanken. Leider fehlt der äusserst wertvollen Arbeit die dazugehörige Karte. (KOCH **40.)**

Vor Ausbruch des Weltkrieges befaßte sich auch Dr. KOLOMAN KULCSÁR mit dem Mittel-Lias des Gerecse-Gebirges, wobei er die Ansichten Dr. KOCH's bekräftigt. **(49.)** Aus der Feder Dr. FERDINAND v. KOCH's und Dr. AUREL LIFFA's sind uns die geologischen Verhältnisse von Tata und seiner Umgebung im allgemeinen so gut bekannt, daß ich an dieser Stelle die ausführliche Beschreibung unterlasse. Ich beschränke mich hier vielmehr auf die geologische Schilderung des unmittelbaren Quellengebietes, soweit dies zum Verständnis der weiteren Kapitel nötig ist. Gleichzeitig füge ich meiner Arbeit eine hydrogeologische Karte bei, welche ich nach den Aufnahmen von Dr. KOCH und Dr. LIFFA zusammenstellte.

An der linken Seite des Tales von Galla — hier „Általer" (Által-Bach) genannt, — welches das Gerecse- und Vértes-Gebirge trennt, erhebt sich im Gebiet der Stadt Tata eine isolierte Scholle geringen Umfanges, in deren Umkreis die Thermalquellen hervorbrechen. Der Fels erreicht 140—166 m über dem Meeresspiegel und liegt beinahe im gleichen Niveau mit dem übrigen welligen Hügelland der Gegend. Das Tal des Általér liegt am südöstlichen Ende des Nagytó (Großer

Teich) von Tata 130 m, — und am nordwestlichen Ende ungefähr 127 m hoch. Von hier aus erweitert sich das Tal; es hat in seiner 10 km. betragenden Länge ein Gefälle von 20 m und geht allmählig ins Donau-Alluvium über.

Der Kalvarienhügel von Tata ist als Vorläufer des Ungarischen Mittelgebirges zu betrachten, welcher sich von dem hügeligen Terrain durch seine Höhe zwar nicht, wohl aber durch seinen geologischen Aufbau von der Umgebung unterscheidet, in dem er in seinen stratigraphischen Verhältnissen völlig mit dem Mittelgebirge übereinstimmt.

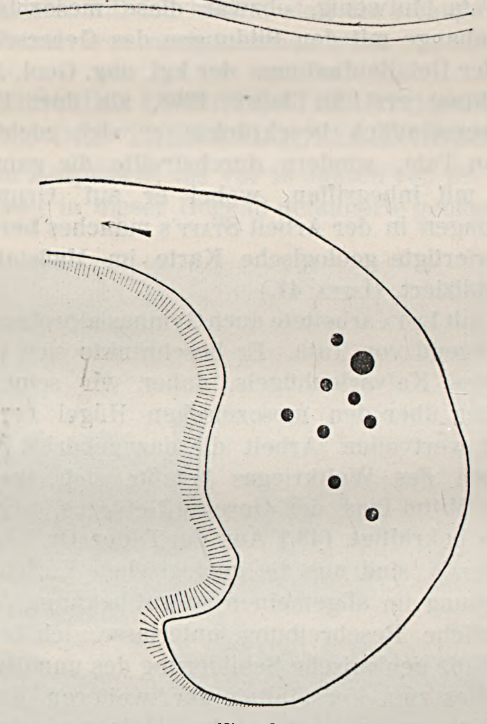


Fig. 2.
Situationsplan der Grossen Quelle des Englischen Parkes, mit den Quellentrichtern.

Die älteste Bildung dieser isolierten Scholle ist der in die obere Trias gehörige Dachsteinkalk. Dieser grauweiße, dichte Kalkstein kommt am südwestlichen Rande des Kalvarienhügels in 0·6—1 m mächtigen Bänken vor, welche in der Fazekasgasse stufenartig zutage treten. Der auf der östlichen Seite unter dem konkordant aufliegenden Lias lagernde Kalkstein ist Dr. Liffa's Ansicht nach Dachsteinkalk, nach den eingehenderen Untersuchungen Dr. Koch's gehört er jedoch in den

unteren Lias. (LIFFA **41** 144.) Der Triaskalkstein ist auf Grund seiner Petrefakte: *Megalodus* cfr. *Tofanae* HOERN. var. *gryphoides* GÜMB. und *Megalodus Mojsvári* GÜMB. nach Dr. FERD. v. KOCH's Angabe der rhätischen Stufe zuzuschreiben. (KOCH **40** 257.)

Der rötliche Jurakalkstein oben am Hügel und an dessen östlichem und nördlichem Abhange wird von Dr. KOCH seiner Fauna und Lagerungsverhältnissen nach folgendermaßen eingeteilt: Zum Unterlias gehören die hellrötlichen, dichten, Brachiopoden- und die roten Cephalopoden-Kalksteine. Zum Mittel-Lias zählen die dunkelroten Krinoiden-Kalksteine. Aus dem unteren Dogger stammen braunrote, knollige, feuersteinführende Kalke, aus dem oberen Dogger manganhältige und aus dem Malm-Tithon hornsteinführende Kalksteine. (KOCH **40** 258-269.) Übrigens enthält jede Schichte reichlich Petrefakte, welche sowohl von Dr. KOCH, als auch von KULCSÁR eingehend untersucht wurden. Letzterer beschreibt im Zusammenhang mit dem Mittel-Lias des Gerecse-Gebirges auch die paleontologischen Verhältnisse der Felseninsel von Tata. (KULCSÁR **49.**)

Zu den mesozoischen Gebilden gehört schließlich der kretazische Glaukonitkalkstein, welchem in dem Aufbau des Kalvarienhügels gleichfalls eine wichtige Rolle zufiel. Der bläuliche, respektive grünliche Kalkstein bildet auf der nördlichen und nordöstlichen Seite des Hügels Bänke in einer Gesamtmächtigkeit von 40—50 m. Derselbe Kalkstein tritt in der Nähe des städtischen Brunnens und im Graben des Schlosses zutage, wo seine mächtigen Bänke das Fundament der Festungsmauern bilden. Der darin vorhandenen reichen Fauna zufolge rechnet Dr. KOCH diese Kalksteinbildungen ins Neokom. (KOCH (**40** 269.)

Die mesozoischen Ablagerungen bilden im allgemeinen überall das Fundament, auf dem die Stadt Tatatóváros erbaut ist. An der Oberfläche sind diese wohl nur im östlichen Stadtteil, ungefähr bis zum Kirchenplatz zu verfolgen, aber daß sie sich in verdecktem Zustand auch weiter gegen Westen bis zu den Gärten hin erstrecken, ist an der dortigen auffallenden Böschung zu ersehen, aus der ähnliche Thermen quellen. Es fragt sich nun, welche Bildungen es sind, die bis zum westlichen Rande des Hügels reichen? Wahrscheinlich sind es Kalksteine aus der Trias, dem Jura und der Kreide und zwar am südlichen Teil hauptsächlich Trias, am nördlichen Teil vorwiegend Jura und dazwischen Kreidekalkstein. Genaue Grenzlinien derselben könnte man nur nach eingehender Besichtigung sämtlicher Keller feststellen und habe ich auf der Karte die Grenzen der einzelnen Schichten daher nur beiläufig verlängert.

Die benachbarten Schichten des Hügels stammen teilweise aus dem Pliozän, teilweise aus dem Pleistozän und Holozän.

Zum Pliozän gehören: die pannonisch-pontischen Ton- u. Mer-

gelschichten, welche in der Ziegelei, bei der Mündung der Komáromi-Strasse aufgeschlossen sind und viele Petrefakte aufweisen; außerdem

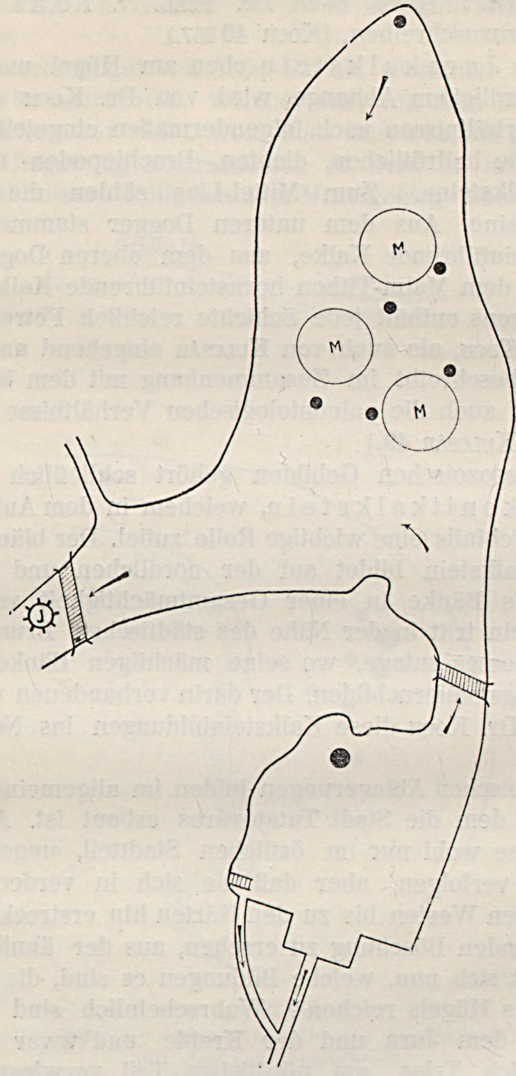


Fig. 3. Situationsplan der Kleinen Quelle des Englischen Parkes, mit den Quellentrichtern. M = künstliche Inseln, J = Jenő-Mühle.

treten sie im reformierten Friedhofe, dann am südlichen Ufer des großen Teiches, sowie auch an anderen Stellen zutage. Ebenso findet sich in der herrschaftlichen Ziegelfabrik nächst der Station Tatakert (Tata-Garten), unweit der Ortschaft Baj pontischer Ton bis zu einer Mächtigkeit von 12 m. Überall enthält der Ton mehr-weniger Petrefakte. (Liffa 30.

172 und **41** 145) Die „Fényes"-Quellen sowohl, als auch die Quellen des Englischen Parkes fördern auch pannonischen Sand zutage, welcher hier in geringer Tiefe lagert. Ebenfalls zum Pliozän gehörig ist der levantinische Schotter, der sich auf den Hügeln vorfindet. Sein Ursprung bildet den Gegenstand vielfacher Debatten. Dieser Schotter lagert in der Umgebung von Tata ebenso, wie auch sonst überall hauptsächlich auf den Hügeln und bildet das unmittelbare Hangende der jüngsten pontischen Bildungen. Der Schotter enthält zwar Fragmente der *Congeria ungula caprae* Münst., sowie anderer pontischer Schnecken- und Muschelarten, aber ausnahmslos in abgewetztem Zustande. Hauptsächlich auf Grund dieser Petrefakten, aber auch seiner stratigraphischen Lage zufolge zählen einzelne Forscher den Schotter zu den pontischen Schichten. (Liffa **41** 146.)

Manche sind geneigt, diesen Schotter zum Pleistozän zu rechnen. Ich hingegen bin der Ansicht, daß er nur aus dem levantinischen Zeitalter stammen kann und zwar aus der Periode, als der Donaustrom die Nagymaros-Visegráder Gebirgskette durchbrach. Die in dem Schotter vorhandenen pontischen Petrefakte sind dort bereits auf sekundärer Lagerstätte, was auch ihre auffallende Abgenütztheit beweist.

Daß aber der Schotter nicht aus dem Diluvium stammt, das folgt wieder aus seinen stratigraphischen Verhältnissen, denn in dieser Gegend erreichte die Donau niemals eine derartige Höhe. Dieser Schotter läßt sich in ostwestlicher Richtung von der Ortschaft Baj bis zur Gemeinde Bana verfolgen, u. zw. überall auf der Höhe der pontischen Hügel, wo er durch das von Norden und Nordwesten daherströmende Schmelzwasser der Gletscher zu Beginn der levantinischen Zeit abgelagert wurde. (Horusitzky **50** 15.)

Zum Pleistozän (Diluvium) gehören: Kalktuff, Sand und Löß.

Der Kalktuff, respektive Quellenkalk lagert an beiden Ufern des Nagytó (Großer Teich). Neben dem Ordenshaus der Piaristen befindet er sich in ziemlicher Höhe. Der untere Teil des Kalktuffs ist bänkig und dicht, der obere Teil hingegen löcherig und locker. Als Knochenfundort ist er schon seit dem Jahre 1818 bekannt, aus welcher Zeit er durch Paul Kis und Kornhuber erwähnt wird. (Kis **11** 46, **55** 3.) Neuestens befaßte sich Dr. Kormos mit den Fundort von Tata, der in der Gesellschaft von *Elephas primigenius* Blumb., *Rhinoceros antiquitatis* Blumb., *Bison priscus* Boj., *Megaceros giganteus* Blumb., *Felis spelaea* Goldf., *Ochotona pusillus* Pall. und anderer Wirbeltiere, primitive Feuersteinbeile und Feuerstätten fand. Unter den Mollusken finden sich — seiner Angaben nach — häufig *Melanopsis-* und *Neritina*-Arten vor. (**46** 23.)

Am nördlichen Ufer des Nagytó (Großer Teich) ragt der Kalktuff in das Teichbecken hinein. Weiter nördlich erstreckt er sich vom Ordenshaus der Kapuziner beinahe bis zur Eisenbahn. Letzterer Kalktuffleck ist auf unseren bisherigen Karten nicht verzeichnet. Kalktuff ist außer-

dem in den Ortschaften Szöllős, Baj und Szomod vorhanden, wo Dr. Schréter ebenfalls eine reiche Fauna sammelte. Auf den Hügeln von Dunaalmás bildet der Kalktuff ähnlich mächtige Bänke, wie in Tata, nur ist jener, wie durch Dr. Schréter erwiesen wurde, levantinischen Ursprunges, während dieser aus dem Pleistozän stammt. Dr. Schréter führt weiterhin aus, daß die Überreste der in den Kalksteinbrüchen vorgefundenen pleistozänen Wirbeltiere größtenteils gar nicht aus dem Kalkstein herrühren, sondern aus den sandigen und lehmigen Ablagerungen, welche die häufig bedeutenden Klüfte desselben ausfüllen und daher viel jüngere Bildungen sind. (51543.)

Nun können wir uns die über den Kalktuff lagernden Sandstein- und Schotter-Konglomeratschichten erklären, welche nach Liffais Ansicht dem Pleistozän angehören (32165.), jedoch von mir als levantinisch bezeichnet werden, wie ich das vom Schotter schon früher bemerkte.

Die Schotterdecke der höheren Hügel stammt ebenso aus dem levantinischen Zeitalter, wie die höher gelegenen Kalktuffe, wogegen die pleistozänen Kalktuffe und Schotterterrassen in diesem Gebiet überall ein niedrigeres Niveau einnehmen.

Der Sand lagert auf beiden Seiten des Tales. Stellenweise kommt er unter dem bereits erwähnten Kalktuff von Tata zum Vorschein, stellenweise bildet er den Oberboden oder lagert unterhalb der Lößdecke. Von Bánhida bis Tata, in der Umgebung von Naszály, weiterhin am linkseitigen Talufer, in nordwestlicher Richtung von Vértessomlyó, über Szőllős und Baj, beinahe bis Dunaalmás ziehen sich die diluvialen Sandschichten dahin. Der Donau entlang ist unter dem Sand eine pleistozäne Schotterterrasse anzutreffen, die aber im genannten Tale nicht mehr vorhanden ist.

Die Punkte, ausgenommen, wo ältere Schichten hervortreten, herrscht in den übrigen Teilen des hügeligen Gebietes der Löß, welchen wir in nordöstlicher und südwestlicher Richtung von den sich längs der beiden Talufer dahinziehenden Sandhügelzügen vorfinden. Der Löß ist zum Teil typisch, zum Teil sandig, doch läßt sich zwischen beiden keine scharfe Grenze ziehen, weil die eine Art unmerklich in die andere übergeht. Im großen Ganzen kann man nur bemerken, daß der Löß am linkseitigen Talufer gegen Norden sandiger ist, als im südlichen Teil, wo er als typischer Löß auftritt. Hier, wie dort, weist er mehrweniger Petrefakte auf. Die charakteristischeste Fauna stammt von Baj, wo der Löß unterhalb der Gärten, in einer Mächtigkeit von 3—5 m aufgeschlossen ist. Von den hier vorhandenen 17 Spezies sind *Hyalina (Polita) pura* And., *Campylaea (Arionta) arbustorum* L. var. *alpestris* Pfr., *Clausilia (Kuzmicia) parvula* Stud., *Clausilia (Kuzmicia) pumila* L. Arten, die im Alföld bereits als ausgestorben zu betrachten sind. Sämtliche Spezies leben am Lande u. zw. mit Vorliebe auf Wiesen und in Auen, an trockenen oder minder feuchten Stellen. Außer

den früher genannten Arten ist hier auch *Buliminus (Napaeus) Montanus* DRAP. anzutreffen, welcher mir sonst noch von Törökbecse bekannt ist. (HORUSITZKY 48 155.)

Holozän ist das ganze Tal von Tata, welches bei der Puszta von Füzitő ins Alluvium der Donau übergeht. Dem Tal entlang fließt ein

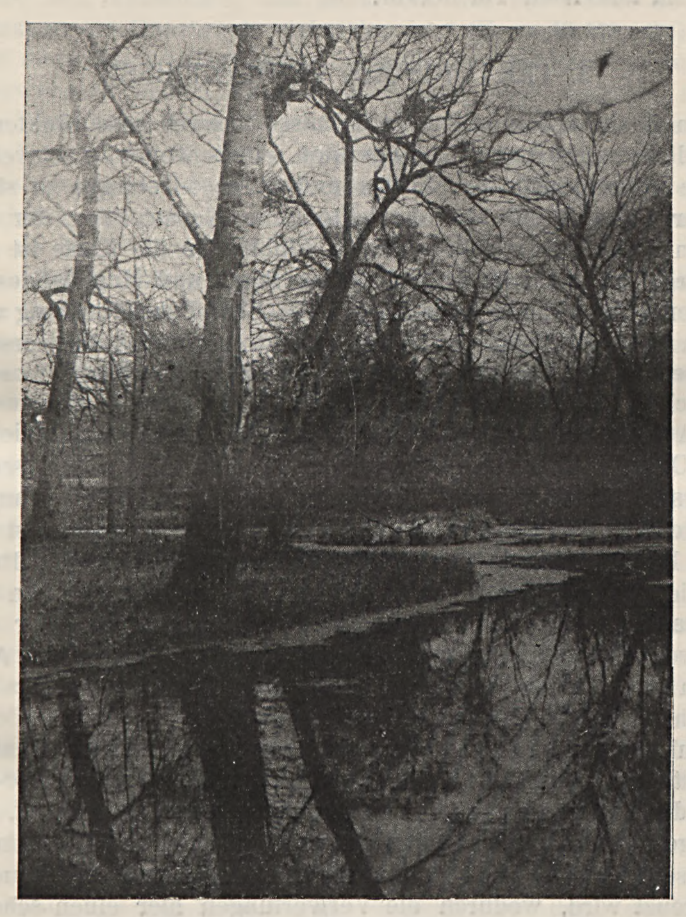


Fig. 4.
Bassin der Kleinen Quelle des Englischen Parkes.

Bach, welcher vor dem „Nagytó" aus der Verbindung des Általér und Galla-Baches entsteht. In Tatatóváros nimmt er das Wasser der dortigen Quellen in sich auf und fließt dann teilweise im „Kühtreiberbach", d. h. dem Fluß von Tata, teilweise im Öreg-csatorna, welcher auch Mikovinyi-Kanal genannt wird, weiter, bis er bei Dunaalmás und Füzitő in die Donau mündet. Während das Tal anfänglich bis zum „Nagytó" kaum 500 m breit ist, erweitert es sich von Tatatóváros an-



gefangen und erreicht schließlich eine Breite von über 2 km. Der rezente Kalktuff oder Wiesenkalk lässt sich fast lückenlos längs des Tales verfolgen und wird von den übrigen Sedimenten des Baches überdeckt. Mit Ausnahme der beiden Quellen des Englischen Parkes, welche, wie erwähnt, aus Sand hervortreten, brechen alle übrigen Quellen im alluvialen Tal hervor.

3. TEKTONISCHE VERHÄLTNISSE.

Um in die tektonischen Verhältnisse unseres beschränkten Gebietes Einblick zu gewinnen, ist es geraten, etwas weiter zu schweifen, um auch die Physiognomie des Vértes- und Gerecse-Gebirges zu studieren, denn nur dadurch läßt sich die tektonische Konstruktion der kleinen, isolierten Felseninsel erklären. Beim Einblick in die Karte ist eine gewisse Regelmäßigkeit im Aufbau dieses Berg- und Hügellandes augenfällig. Der Gebirgskamm verläuft in NNO—SSW-licher Richtung und wird von den SSO—NNW-lichen Tälern nahezu rechtwinkelig zerschnitten. Mit diesen beiden Richtungen fallen die Hauptbruchlinien zusammen, mit welchen tektonischen Linien auch die Talbildung eng zusammenhängt. Auch unser kleines Gebiet gliedert sich nach diesen Linien, indem die NNO—SSW-lich verlaufende Trias-Jura-Scholle durch senkrechte transversal Verwerfungen durchschnitten wird. Die Hauptbruchlinie, die hier beinahe von Norden gegen Süden verläuft, ist parallel mit der Hauptbruchlinie des Gerecse-Gebirges. In dieselbe Bruchlinie fallen die oberhalb der Gemeinde Szomod, nördlich von den Quellen von Tata befindlichen Kalktuffe, als Ablagerungen einstiger Quellen, sowie weiterhin die gegenwärtigen Quellen von Dunaalmás. Auch das Tal von Tata fällt in die SSO—NNW-liche Bruchlinie, längs welcher der Reihe nach die Quellen hervorbrechen.

Auf Grund detaillierter geologischer Aufnahmen im Dunántúl ist es bereits erwiesen, daß die Depression westlich vom Gerecse-Gebirge, welche durch jüngere Tertiär- und Quartärsedimente erfüllt ist, mehrere solche gestaffelte Verwerfungen aufweist. Ebenso ist es bekannt, daß auf diesem Gebiete die Hauptbruchlinie durch mehrere Querbrüche durchkreuzt wird, wodurch die Verwerfungen hier einen schachbrettartigen Charakter erhalten. Die Quellen treten an den Schnittpunkten der Bruchlinien zutage.

Staff (**29.**) behandelt in seinem Werke die Bruch- und Verwerfungslinien des Gerecse-Gebirges blos im allgemeinen, wogegen Ferdinand v. Koch (**40.**) die tektonischen Verhältnisse des Kalvarienhügels bereits ausführlicher erörtert. Koch schreibt hierüber folgendes: „Unser Gebiet durchqueren zwei Längsverwerfungen in NNW—SSO-licher Richtung; die eine über den Anfang der Hullám-Gasse gegen den jüdischen Friedhof und die zweite vom Tanoda-Platz gegen den

katholischen Friedhof verlaufend. Das Zwischengebiet ist durch abgesunkenen Neokom-Kalkstein ausgefüllt. Die im Schloßgraben hervortretenden Neokom-Kalksteinbänke, sowie die am nordöstlichen Gebiet, unterhalb des Nagytó, im gräflichen Park hervorbrechenden Quellen lassen vermuten, daß sich die Verwerfungen auch hier wiederholen. Auch läßt sich annehmen, daß senkrecht auf die NNW—SSO-lichen Verwerfungen ein Querbruch vorhanden ist." (Koch **40** 272—274).

Auf dem kaum 1 Km^2 betraganden Gebiete können wir außer den bereits erwähnten beiden Längsverwerfungen noch mehrere ähnliche parallele Bruchlinien beobachten. Südlich davon, am Rande der Scholle erwähnt Koch einen ähnlichen Neokomfleck zwischen zwei parallelen Längsverwerfungen. Am nordöstlichen Rande der Scholle ist ebenfalls eine Bruchlinie anzunehmen, welche parallel mit den beiden Bruchlinien verläuft, die den Neokomkalk des Schloßfelsens begrenzen.

Vom Kalvarienhügel südwestlich und nordöstlich sind daher Staffelbrüche anzutreffen. Das gleiche Bild zeigt der nordwestliche und südöstliche Rand des Hügels. Auch hier ist der Hügel von beiden Seiten von je einer Bruchlinie begrenzt, welche parallel mit dem tektonischen Bruche verläuft, der den „Feneketlen tó" („Bodenloser Teich") und die „Fényes"-Quellen durchquert. Wenn wir nebenstehende Karte studieren, machen wir die Beobachtung, daß entlang der obgenannten beiden Bruchlinien die meisten Quellen zutage treten und namentlich sind jene Punkte bemerkenswert, wo sich die Bruchlinien kreuzen, dort brechen nämlich die stärkeren Quellen hervor, deren Wasser auch reicher an Kohlensäure ist. Ebenso, wie im Mesozoikum, kommen auch in Pliozän Verwerfungen vor; selbstverständlich sind letztere das Ergebnis jüngerer Erdbeben und Erdrutschungen, welche durch die quartären Sedimente derart ausgeglichen wurden, daß sie an der Oberfläche in der Gegenwart nicht mehr wahrzunehmen sind. Nichtsdestoweniger bestimmten in erster Linie die tektonischen Verhältnisse die Physiognomie der Gegend, welche dann durch die verheerenden und zugleich aufbauenden Wasserkräfte weiter modelliert wurde. Natürlich haben auch die äolischen Kräfte ihren Anteil daran, welche in dieser Gegend ebenfalls ansehnliche Spuren hinterließen.

Es bleibt uns nur noch übrig, von dem Alter der Verwerfungen zu sprechen. Die von Staff (**29.**), Koch (**40.**) und auch Taeger im Vértes-Gebirge gesammelten Erfahrungen stimmen im Endresultat gänzlich überein.

Allgemeiner Ansicht nach erfolgten die großen Verwerfungen des Ungarischen Mittelgebirges nach dem Neokom und während der Eozänperiode. Nach einer gewissen Pause war unser Gebiet im Miozän, d. h. nach Schafarzik am Ende des unteren Mediterrans und zu Beginn des oberen Mediterrans neuerlichen großen Erschütterungen ausgesetzt, wobei gleichzeitig auch die Andesite des Ungarischen Mittelgebirges

hervorbrachen. Im darauffolgenden Pliozän waren die tektonischen Kräfte ebenfalls tätig. In diesem Zeitalter erfolgte die Eruption der Basalte



Fig. 5.
Der eine Abfluss der Kleinen Quelle des Englischen Parkes, durch die Ruinen.

längs des Balatonsees, auch entstanden in den pontischen Sedimenten mehrere Verwerfungen, welche bis in die Gegend von Tata reichten.

Nach dem Ausbruch der Basalte verursachten nur mehr die

Erdbeben Störungen, welche auch in der Gegenwart noch die Lagerung der einzelnen Schichten beeinflussen können.

Das Ergebnis der kräftig wirkenden tektonischen Faktoren sind die Brüche, welche sich schon vom levantinischen Zeitalter angefangen zu Tälern erweiterten. In diesen Tälern finden sich die Quellen, welche anfangs in einem höheren Niveau hervorbrachen, späterhin aber stufenweise sanken. Im folgenden wollen wir nun zur Entwicklungsgeschichte der Quellen und deren Charakter übergehen.

4. DIE ENTWICKLUNGSGESCHICHTE DER THERMALQULLEN UND DEREN CHARAKTER.

Die Entstehung der Quellen läßt sich auch zeitlich mit den im vorigen Kapitel beschriebenen Bruchlinien in Zusammenhang bringen, obzwar Beweise hiefür nicht erbracht sind.

Die ältesten Spuren der Thermalquellen des Ungarischen Mittelgebirges sind nach Ferenczi (52 364—365) bis ins untere Oligozän zurückzuleiten. Von diesem Zeitalter angefangen haben die Quellen von höherer Temperatur und Konzentration bis an das Ende des pontischen Zeitalters noch kieselsäurehältige Sedimente abgelagert, die auch Fluorit und Baryt aufwiesen. Nachdem die Spuren derselben in der Gegend von Tata unbekannt sind, läßt es sich vermuten, daß die dortigen Quellen im Tertiär, bis zum Ende des pontischen Zeitalters noch nicht vorhanden waren, außer man betrachtet die an der Grenze der Kreideformation vorgefundenen Hornsteingebilde als Ablagerungen solcher Quellen. Vom Ende des pontischen Zeitalters, hauptsächlich aber aus levantinischen Zeiten, finden wir schon Quellenprodukte in Form mächtiger Kalktuffbänke und zwar auf den zwischen Tata und Dunaalmás befindlichen Hügeln. Diese Kalktuffbänke stammen aus levantinischer Zeit (Schréter 51543.). Diese Quellen entsprangen seiner Zeit in einer Höhe von ungefähr 230 m über dem Adriatischen Meeresspiegel. Der levantinische Kalktuff wurde solange ununterbrochen abgelagert, bis sich die Erosionstäler nicht soweit vertieften, daß auch die Thermalquellen auf ein niedrigeres Niveau herabsinken mußten. Dieser Vorgang fällt schon in das pleistozäne Zeitalter, als von den weniger konzentrierten Thermen nur mehr Kalktuff abgelagert wurde, u. zw. in einer Höhe von 130—140 m, wo dieses Gestein auch heute noch gebrochen wird. Mit Ausnahme der „Fényes“-Quellen stammen die übrigen Thermen von Tata aus dem frühen Pleistozän. Die „Fényes“-Quellen halte ich späteren Ursprunges, teils ihrer Lage zufolge (120 m ü. d. Adria), teils jenem Umstand zufolge, daß in ihrer direkten Umgebung keine Spur vom pleistozänen Kalktuff vorhanden ist. Die Kalktuffablagerung der gegenwärtigen Thermalquellen ist bescheiden. Die Quellen von Tata können daher als postvulkanische Erscheinungen

der in der Balatongegend zuletzt erfolgten Basalteruptionen betrachtet werden, die ihre völlige Ausgestaltung den späteren häufigen Erdbeben verdanken.

Welcher Ursache zufolge und aus welcher Tiefe die Quellen an die Erdoberfläche gelangen, darüber bestehen abweichende Ansichten. Früher war man der Meinung, daß das Wasser der emporsteigenden und der springenden Quellen durch hydrostatischen Druck emporgetrieben wird. Diese Ansicht wurde aber schon verschiedentlich angefochten und läßt sich auch in Bezug auf die Quellen von Tata nicht aufrecht erhalten, da wir wissen, daß der Höhenunterschied zwischen den Reservoiren der an Wasser reichen mesozoischen Kalksteine und Dolomite des Ungarischen Mittelgebirges und den in Tatatóváros hervorbrechenden Quellen nicht ausreicht, um das Aufsteigen des Wassers im Sinne der kommunizierenden Röhren erklären zu können.

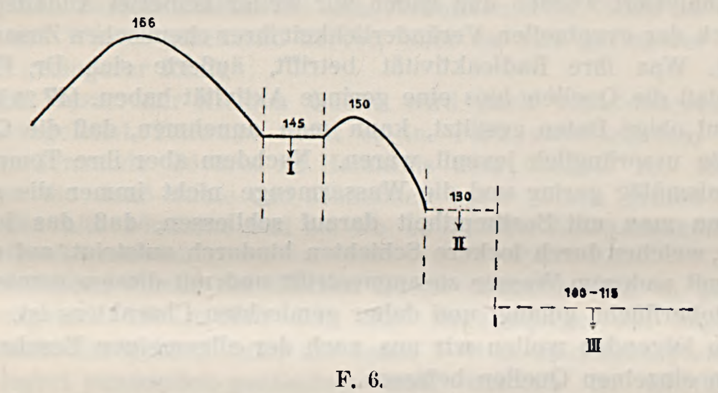
Die andere Ansicht stammt von Pálffy (**39**16.), nach welcher die athmosphärischen Niederschläge durch die Klüfte des Gesteins bis zu einer undurchlässigen Schicht hinabsickern, dort erwärmt und durch den Druck der Dämpfe an die Oberfläche getrieben werden. Obzwar diese Hypothese noch nicht gänzlich erprobt ist, hat sie viel Wahrscheinlichkeit an sich und ist der ersteren Ansicht vorzuziehen.

Noch schwieriger festzustellen ist es, aus welcher Tiefe das Wasser stammt, wenn es sich um ein Gemisch in der Tiefe sich erwärmender athmosphärischer Niederschläge und des unterirdisch zirkulierenden heissen Wassers handelt.

Wenn man die neutrale Zone in Anbetracht der dortigen Jahresdurchschnittstemperatur von 10° C in einer Tiefe von 10 m fixiert und den geothermischen Gradienten mit 30 m feststellt, so muß das 20° C warme Wasser aus einer Tiefe von 310 m kommen. Dies entspricht auch ungefähr der Tatsache. Soweit es mir durch annähernde Berechnungen auf Grund von Profilen der artesischen Brunnen in der Umgebung von Érsekujvár, Ürmény und Tornócz gelungen ist festzustellen, hat das aus den pliozänen Schichten kommende Wasser bis 150 m Tiefe bei einem geothermischen Gradienten von 28 m eine Temperatur von 10—15° C, während das aus 150—400 m Tiefe emporsteigende Wasser bei einem geothermischen Gradienten von 37 m 16—22° C erreicht. Wenn man nun die beiden aus verschiedenen Zonen stammenden geothermischen Gradienten in Betracht zieht, hätte das Wasser bis zu 150 m Tiefe 15° C, während das 20° C warme Wasser aus 335 m Tiefe kommen müßte. (Horusitzky **50**8.) Selbstverständlich ist die Tiefe nur nach beiläufiger Schätzung anzugeben, denn bei den artesischen Brunnen des Kis Magyar Alföld (Kleine Ungarische Tiefebene) stellte es sich heraus, daß die Temperatur des Wassers in ein und derselben wasserführenden Schicht, an verschiedenen Stellen bedeutende Unterschiede zeigte. Daher ist die Möglichkeit nicht

ausgeschlossen, daß der angegebene Gradiens der Quellen von Tata nicht total verläßlich ist. Die verschiedene Temperatur hängt auch davon ab, aus welcher Schicht das Wasser stammt, durch welche Ablagerungen hindurch es an die Erdoberfläche dringt und hauptsächlich wie viel atmosphärisches Wasser es unterwegs aufnimmt.

Die Feststellung der wirklichen Ursache, welcher die Quellen von Tata ihre Entstehung verdanken, sowie die genaue Bestimmung der Tiefe, aus der sie stammen, erfordert also noch weitere Beobachtungen. Wie ersichtlich, hat man es bei den Quellen von Tata nicht nur mit direkt aus der Tiefe aufsteigendem Wasser zu tun, nachdem



F. 6.
Die längs der Bruchlinien abgesunkenen Schollen der Felseninsel von Tata, mit den Höhen über der Adria. 166 = Kalvarien-Hügel (Jura); 145 = I. abgesunkene Scholle (Neokom); 150 = Hügel des Gymnasiums (Jura); 130 = II. abgesunkene Scholle (Neokom); 100—115 = III. abgesunkene Scholle (Neokom).

es sich unterwegs mit anderen Wässern vereint und gemischt an die Oberfläche gelangt. Wenn wir von der Hypothese ausgehen, nach welcher Eduard Suess sämtliche Quellen in zwei Hauptgruppen, u. zw. in juvenile und vadose gliedert, können wir keine einzige der Quellen von Tata in die eine oder die andere Gruppe reihen (**28.**), sondern wollen uns Dr. Schréter anschliessen, welcher eine dritte Gruppe aufstellte, in welche er die Quellen gemischten Charakters aufnahm. (**45** 183.)

Nach den Feststellungen von Suess und später Jaczewsky gehören jene Quellen zu den juvenilen, deren Temperatur, chemische Zusammensetzung und Rythmus beständig gleich bleibt, während die vadosen Wasser im Laufe eines Jahres in diesen Eigenschaften gewisse größere oder geringere Änderungen erleiden. Die Tatsache, daß die meißten ursprünglich juvenilen Quellen während ihres Aufstieges mehr oder minder große Mengen vadosen Wassers aufnehmen, veranlaßte Schréter seine Gruppe aufzustellen.

Pünktliche, eingehende, aus verschiedener Zeit stammende Beobachtungen mangeln uns gegenwärtig noch in Bezug auf die Quellen

von Tata. Bevor noch diese Studien in Angriff genommen werden, läßt sich jedoch vorderhand schon folgendes feststellen. Die Quellen fliessen ziemlich gleichmäßig und zeigen eine rythmische, blos sekundlich wechselnde Effluktion, ihre Temperatur ist nicht sehr veränderlich. Ihr Wasserquantum ist nicht ganz beständig. Die Quellen sind von kleineren Schwankungen abgesehen, auch größeren Abweichungen unterworfen. Nach Professor Than ist das Quellwasser im wesentlichen eine dünne Lösung von Kalk- und Magnesium-Bikarbonat, welche außerdem freie Kohlensäure enthält. (22146.) Zwei Quellen enthalten auch Schwefelhydrogen. Die Quellen sind bisher blos von Than und Balló analysiert worden und haben wir weiter keinerlei Anhaltspunkte bezüglich der eventuellen Veränderlichkeit ihrer chemischen Zusammensetzung. Was ihre Radioaktivität betrifft, äußerte sich Dr. Frohner dahin, daß die Quellen blos eine geringe Aktivität haben. (47 25.)

Auf obige Daten gestützt, kann man annehmen, daß die Quellen von Tata ursprünglich juvenil waren. Nachdem aber ihre Temperatur verhältnismäßig gering und die Wassermenge nicht immer die gleiche ist, kann man mit Bestimmtheit darauf schliessen, daß das juvenile Wasser, welches durch lockere Schichten hindurch aufsteigt, auf seinem Wege mit vadosem Wasser zusammentrifft und mit diesem gemischt an die Erdoberfläche gelangt und daher gemischten Charakters ist.

Im folgenden wollen wir uns nach der allgemeinen Beschreibung mit den einzelnen Quellen befassen.

5. BESCHREIBUNG DER EINZELNEN QUELLEN.

Die einzelnen Quellen lassen sich nach ihren Bruchlinien in 10 Gruppen einteilen.

Die Quellen des Englischen Parkes und des Nagytó.

Im nordöstlichen Teile von Tóváros, zwischen der Hattyúliget-Gasse und dem Bahndamm liegt der herrschaftliche Park, in dessen Mitte der Cseketó (Teich) von einem unbedeutenden kleinen Bach gespeist wird, der von der Gemeinde Baj kommt und zeitweise gänzlich austrocknet. Der Teich wird hauptsächlich von den dort befindlichen zwei Quellen versorgt.

Die beiden Quellen befinden sich auf der südwestlichen Seite des Teiches, östlich und westlich von dem dort erbauten Kastell. Die Haupt- oder Große Quelle liegt östlich vom Schloße und bietet mit den dort blühenden blauen Wasserrosen einen bezaubernden Anblick. Westlich von ihr entspringt die Kleine Quelle.

Die Große Quelle bildet bei ihrem Ausfluß einen 2—3 m tiefen kleinen Teich, in dessen Bette man dort, wo das kristallklare Wasser aufsteigt, den mitgebrachten grauen, feinen Sand blinken sieht. Von hier fließt das Wasser in nördlicher, bald nordwestlicher Richtung gegen

den westlich gelegenen Ausgang des Parkes, wo es entweder in den Cseketó oder in die Schwimmschule von Tóváros geleitet wird.

Der von der Kleinen Quelle gebildete Teich ist blos 1—2 m tief. Die Quelle bricht in der Nähe des Ufers, neben der kleinen Amorfigur, in mächtigem Strahl und mit solcher Kraft aus der Tiefe empor, daß sie die ungefähr 2 m betragende Wassersäule durchdringend, sich noch cca 2—3 Centimeter über den Wasserspiegel erhebt. An ihrem Ursprung ist die Quelle so tief, daß die 4 m lange Stange, die ich an dieser Stelle hinabließ, nicht den Grund erreichte. Dem kleinen Teiche ganz ähnlich ist ein zweiter kleiner Teich, nördlich von jenen, welcher durch einen kurzen Graben mit ihm verbunden wird. Auch in diesem kommt das Wasser glucksend hervor, aber in viel geringerer Menge und mit geringerer Kraft.

Das Wasser der Kleinen Quelle wird nach verschiedenen Richtungen abgeleitet. Teilweise fließt es im Park zwischen dem Schloß und der Gemeinde Tóváros im Halbkreis dem Cseketó zu, teilweise treibt es die Jenő-Mühle und schließlich hat es einen dritten Abfluß gegen das alte römische Bad zu, wo es in den Ableitungskanal der Großen Quelle mündet.

Die beiden Teiche der Kleinen Quelle befinden sich in gleicher Höhe ungefähr 140 m über dem Adr. Meeresspiegel auf hügeligem pleistozänen Sandgebiet. Unter der kaum 5—8 m mächtigen Pleistozändecke lagert pannonisch-pontischer Sand, welchen die Quellen bei ihrem Austritte wolkenartig mit sich führen. Das Pliozän ist hier nach meiner Schätzung auch nur von geringer Mächtigkeit.

Das Gebiet beider Quellen kann als eine abgerutschte S'affel längs der dritten NO—SW-lichen Bruchlinie angesehen werden. Die erste abgerutschte Staffel des Neokomkalksteines — nördlich vom Kalvarienhügel — liegt ungefähr 145 m über dem Spiegel der Adria. An der Stelle, wo das Schloß erbaut ist, befindet sich die zweite abgerutschte neokome Kalksteinbank, welche 15 m tiefer liegt, als die zuerst erwähnte und wenn wir die dritte Verwerfung auch auf 15—30 m schätzen wollen, so wäre der Neokomkalkstein an der Stelle, wo die Quellen aufbrechen, in 115—100 m Höhe gelagert, wonach die pannonischen Schichten hier nur eine Mächtigkeit von 25—40 m besitzen dürften.

Die beiden Quellen durchbrechen daher die pliozänen und pleistozänen Schichten und treten längs der NNW—SSO-lichen Bruchlinie aus dem Neokomkalkstein hervor. Winkler (15 292.) verdanken wir in Bezug auf die Quellen die ersten hydrogeologischen Daten, der darüber folgendes schreibt: „Auf dem Gebiet von Tata und Tóváros dringen unterhalb der diluvialen Schichten mehrere warme Quellen ans Tageslicht, von welchen die interessantesten und an Wasser reichsten jene zwei Quellen sind, welche sich im herrschaftlichen Park befinden und deren eine binnen 24 Stunden ungefähr 1300—1500 Eimer 16—17° R Temperatur aufwei-

sendes Wasser liefert.“ Nach WINKLERS schwacher Einschätzung wäre dies blos eine Menge von 70—83 m³ Wasser, den Eimer mit 0·543 oder aber 0·566 Hl. gerechnet.

STOCZEK schätzt in seiner Abhandlung blos die für die geplante Wasserleitung von Budapest in Betracht kommende Wassermenge auf 120.000 m³ täglich. (**18** 168.)

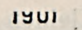
MATHIAS BALLÓ äußert sich über die Wassermenge der Quellen von Tata folgendermaßen: „Der Wasserreichtum der Quellen ist schier unberechenbar. In Tata selbst steigen täglich rund 287.000 m³ Wasser auf. (**19** 282.)

Nach KOMÁROMI beträgt die gesamte Wassermenge der beiden Quellen im Englischen Park 1366 Liter in der Sekunde, was einem täglichen Quantum von 118.000 m³ entspricht. (**43** 18.) Weitere Daten fehlen über diesen Punkt und die angeführten Daten scheinen auch nicht ganz einwandfrei zu sein, denn einerseits schwankt die angegebene Wassermenge, anderseits wissen wir nicht, auf welche Quellen sich die Angaben beziehen. Die von KOMÁROMI stammenden Daten sind jedoch annehmbar. Daß die Wassermenge der beiden Quellen variiert, ist aus den unten folgenden Schwankungskurven ersichtlich.

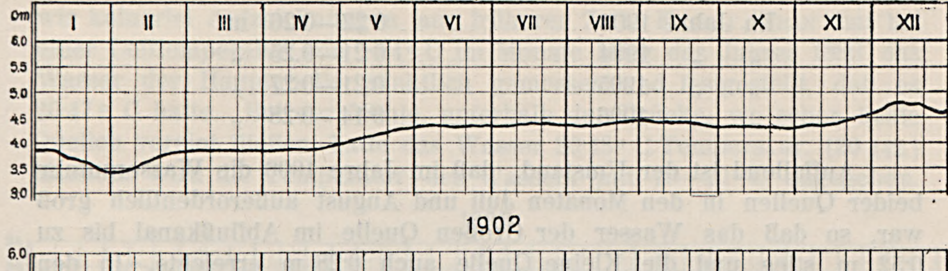
Es ist möglich, daß zur Zeit, als WINKLER seine Aufzeichnungen machte, die eine Quelle tatsächlich blos 0·05 m³ Wasser per Minute lieferte. Laut mündlicher Überlieferungen versiegte nämlich eine der Quellen beiläufig in der Mitte des verflossenen Jahrhundertes gänzlich, um erst nach einer einmonatlichen Frist wieder tätig zu werden. Auf Grund der gegenwärtigen und der in den Jahren 1901—1906 vorgenommenen täglichen Messungen scheint mir die von WINKLER angegebene Wassermenge doch zu gering.

Der Inspektor der herrschaftlichen Fabriken, JOHANN KRISZT hat meine Arbeit mit sehr wertvollen Daten unterstützt, die er persönlichen Erfahrungen verdankte. KRISZT hat nämlich an der Großen Quelle 6, an der Kleinen 4 Jahre hindurch täglich die ausfliessende Wassermenge gemessen. Das Wasser der Großen Quelle hatte in dem 2·9 m breiten Abflußkanal eine 0·30—0·45 m pro Sek. betragende Geschwindigkeit bei einer Wassersäule von ungefähr 0·45 Meter. Den Abfluß der Kleinen Quelle beobachtete KRISZT in dem 0·42 breiten Kanal derselben, wo das Wasser per Sekunde eine Geschwindigkeit von 1·5 m hatte. Die Wassersäule betrug hier durchschnittlich 0·23 m. Die beigefügten Wasserkurven zeigen mit Ausnahme der Jahre 1901—1906 blos kleinere Schwankungen. Bei der Großen Quelle beträgt die Schwankung erfolgter Messungen nach:

Im Jahre	1901	0·35—0·48	m
„ „	1902	0·42—0·48	„
„ „	1903	0·43—0·45	„
„ „	1904	0·41—0·46	„
„ „	1905	0·43—0·46	„
„ „	1906	0·35—0·52	„

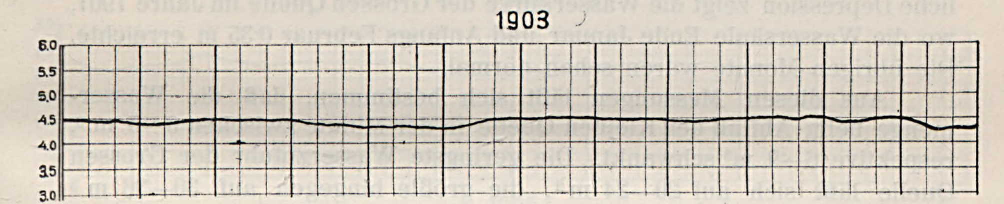


1901

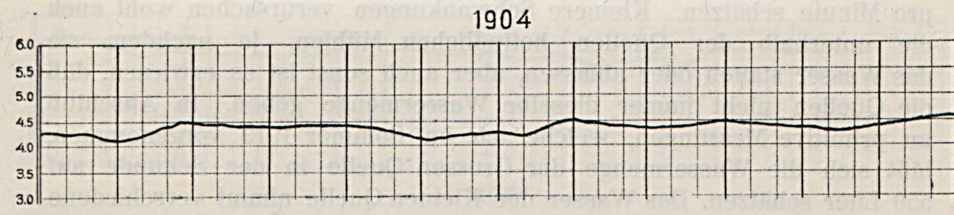


1902

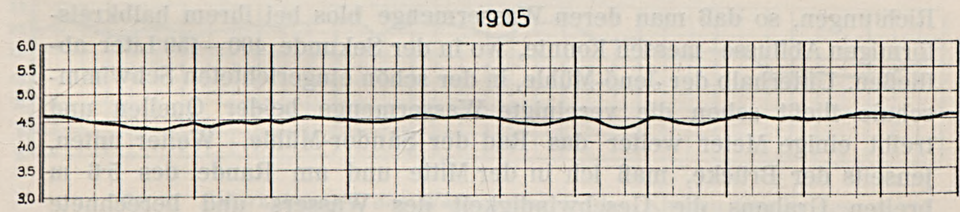
1903



1904



1905



1906

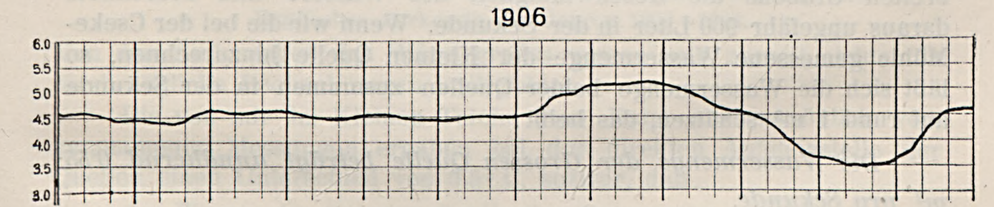


Fig. 7.
Schwankungen des Wasserspiegels der Grossen Quelle des Englischen Parkes in den Jahren 1901—1906.

Die Schwankungen der Kleinen Quelle waren folgende:

Im Jahre	1903	... ...	0·22—0·26 m
„ „	1904	... ...	0·21—0.25 „
„ „	1905	... ...	0·21—0·27 „
„ „	1906	... ...	0·14—0·28 „

Auffallend ist der Umstand, daß im Jahre 1906 die Wasserzufuhr beider Quellen in den Monaten Juli und August außerordentlich groß war, so daß das Wasser der Großen Quelle im Abflußkanal bis zu 0·52 m stieg und die Kleine Quelle auch 0·28 m erreichte. In den darauffolgenden zwei Monaten verminderte sich die Wassermenge- so daß sie bei der Großen Quelle im November blos 0·35 m und bei der Kleinen Quelle nur noch 0·14 m betrug. Im Monat Dezember war die Wassermenge beider Quellen wieder normal. Eine ähn, liche Depression zeigt die Wasserkurve der Grossen Quelle im Jahre 1901, wo die Wassersäule Ende Januar und Anfangs Februar 0·35 m erreichte. Die übrigen Monate waren schon normal.

Aus diesen Messungen läßt sich bestimmen, daß die Wassermenge beim Abfluß der Kleinen Quelle in der Minute zwischen 3—5 m ^{3}, respektive 6—9 m^3 schwankt. Die geringste Wasserzufuhr der Grossen Quelle läßt sich auf 20—24 m^3, die größte hingegen auf 30—36 m ^{3} pro Minute schätzen. Kleinere Schwankungen verursachen wohl auch die unterhalb der Quellen befindlichen Mühlen, je nachdem sie das Wasser stauen oder ablassen, aber auch sonst ist es erwiesen, daß die Quellen nicht immer dieselbe Wassermenge geben. In Anschluß an primitive Messungen, welche ich im Sommer 1919 vorgenommen, läßt sich die Wassermenge der Grossen Quelle in der Sekunde auf 550 Liter schätzen. Das Wasser der Kleinen Quelle nimmt verschiedene Richtungen, so daß man deren Wassermenge blos bei ihrem halbkreisförmigen Abflusse messen konnte, wo in der Sekunde 400—450 Liter abfließen. Unterhalb der Jenő-Mühle, in der schön eingerichteten Schwimmschule fließt schon die vereinigte Wassermenge beider Quellen und treibt einige Meter weiter das Rad der Sándor-Mühle. Weiter unten, jenseits der Brücke, maß ich in der Mitte und am Rande des 5·6 m breiten Grabens die Geschwindigkeit des Wassers und berechnete daraus ungefähr 900 Liter in der Sekunde. Wenn wir die bei der Cseke-Mühle gemessene Wassermenge der Kleinen Quelle hinzurechnen, so läßt sich die Wassermenge beider Quellen zusammen in der Sekunde auf rund 1 m^3 schätzen, das heißt:

Die Wassermenge der Grossen Quelle beträgt annähernd 0·55 m^3 pro Sekunde.

Die Wassermenge der Kleinen Quelle beträgt annähernd 0·45 m^3 pro Sekunde.

Über die Temperatur der zwei Quellen im Englischen Park haben wir keinerlei Aufzeichnungen aus früherer Zeit. KARL v. THAN hat bei einer Lufttemperatur von 14·4° C im Monate März des Jahres 1886 das Wasser der Hauptquelle pünktlich gemessen und festgestellt, daß es 20·47° C hatte. Bei der Mühle, unterhalb der Brücke, wo schon beide Quellen vereint fließen, hatte das Wasser 20·48° C Temperatur. (20 142.) Meistens wird die Temperatur des Wassers mit 19—20° C angegeben.

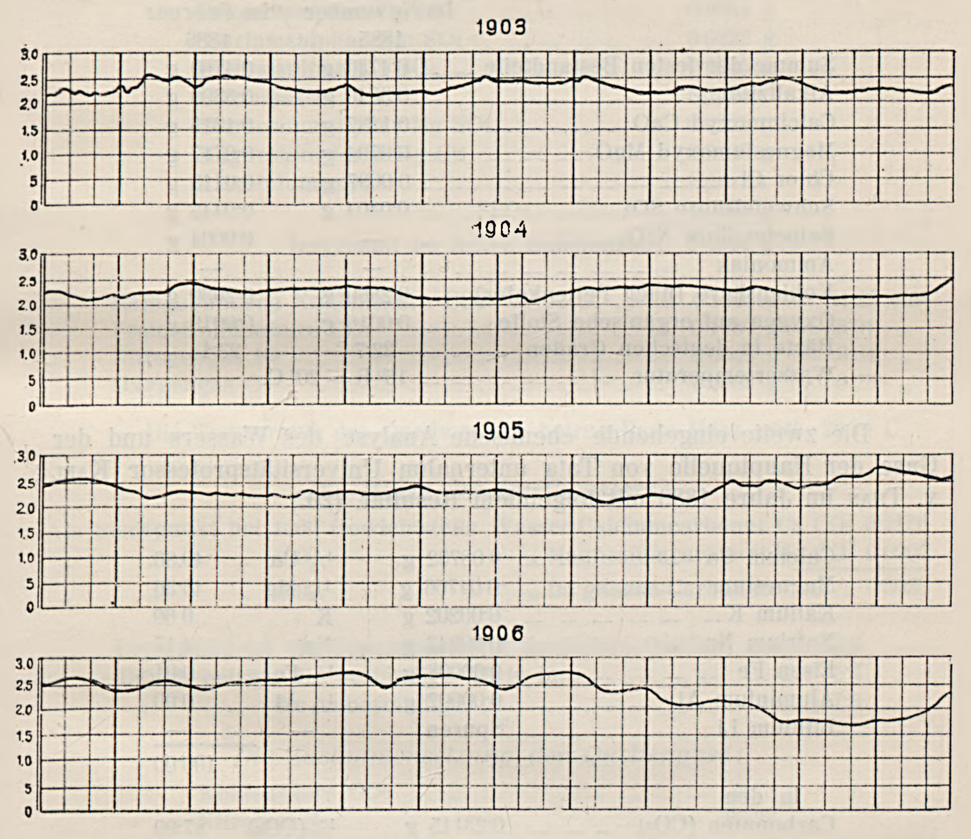


Fig. 8. Schwankungen des Wasserspiegels der Kleinen Quelle des Englischen Parkes in den Jahren 1903—1906.

Von den Änderungen des Wärmegrades wissen wir zurzeit nichts, da diesbezügliche Beobachtungen noch fehlen.

Die von mir im Kleinen Teiche vom Kahn aus persönlich vorgenommenen Messungen ergaben bei der direkten Aufsteigstelle der Quellen einen Unterschied von 0.5° C, sozwar, daß

das Wasser der Grossen Quelle eine Temperatur von 20° C
„ „ „ Kleinen „ „ „ „ 20·5° C

aufwies. Zu gleicher Zeit betrug die Lufttemperatur 25° C.

Gehen wir nun auf die chemische Zusammensetzung des Wassers über.

Die ersten chemischen Analysen über das Wasser der Parkquellen haben wir von MATHIAS BALLÓ, der dieselben in den Jahren 1885 und 1886 verfertigte. (**16**127).

1000 g Wasser enthält:

	Im November 1885	Im Februar 1886
Summe der festen Bestandteile	0·4740 g	0·4760 g
Alkalizität	0·3340 g	0·3390 g
Calciumoxyd CaO	0·1287 g	0·1315 g
Magnesiumoxyd MgO	0·0704 g	0·0717 g
Chlor Cl	0·0097 g	0·0113 g
Schwefelsäure SO_3	0·0404 g	0·0445 g
Salpetersäure N_2O_5	—	0·0004 g
Ammoniak	—	—
Kohlensäure (nach Pettenkofer)	0·2860 g	0·2030 g
Oxygen auf organische Stoffe	0·0016 g	0·0019 g
Härte in deutschen Graden	22·7 –	23·1 —
Wassertemperatur	16° R = 20° C.	

Die zweite eingehende chemische Analyse des Wassers und der Gase der Hauptquelle von Tata unternahm Universitätsprofessor KARL v. THAN im Jahre 1886 mit folgendem Resultat. (**20.**)

Calcium Ca	0·08732 g	½ Ca	49.86
Magnesium	0·04766 g	½ Mg	45·36
Kalium K	0·00202 g	K	0·60
Natrium Na	0·00843 g	Na	4·17
Eisen Fe	0·00008 g	½ Fe	0·01
Aluminium Al	0·00002 g	⅓ Al	0·00
Lithium Li	Spuren	—	—
			100·00
In den			
Carbonaten (CO_3)	0·23115 g	½ (CO_3)	87·99
Chloriden Cl	0·00770 g	Cl	2·48
Sulfaten (SO_4)	0·03920 g	½ (SO_4)	9·32
Phosphaten (PO_4)	0·00024 g	⅓ (PO_4)	0·08
Fluoriden Fl	0·00022 g	Fl	0·13
			100.00
SiO_2	0·01033 g	½ SiO_2	3·90
Insgesamt an festen Substanzen:	0·43437 g		

Ammoniak, Nitrate, Nitrite, als auch organische Stoffe sind nicht einmal in Spuren vorhanden.

hanges des Kokschal-tau auch heute noch herab, bis etwa zu diesem Niveau.

Besonderer Erwähnung verdienen vom Gesichtspunkte der pleistozänen Vergletscherung die östlichen Seitentäler des Kilentajrak, die drei Kokbulak. In diesen Tälern befinden sich mächtige Moränenanhäufungen, welche die Bäche in schluchtartigen Betten durchbrechen. Hinter denselben sind mächtige weisse Bergmassen sichtbar. Augenscheinlich wurde auch der Kilentajrak-Gletscher, gleich dem Tschakirkurum, Kaschkatör etc. im Pleistozän hauptsächlich durch die Firnmassen der Nebentäler gespeist, wie heute durch deren Schmelzwässer.

Nach Vereinigung des Djangidjir und Kilentajrak mit dem oberen Karaköl, vollführt das Borkoldaj-Karaköl-Tal eine weite Wendung nach NW, um sich danach mit dem Taragaj-ssu zu vereinigen. Der Unterlauf des Karaköl ist ein steilwandiges V-förmiges Tal, in welchem sich Terrassen befinden. Das Tal ist übertieft, die Gewässer der Nebentäler bilden Katarakte. Die Zahl der Terrassen konnte ich im engen Tal nicht genau ermitteln. Wahrscheinlich sind es längs des Tales zwei.

5. Das Grosse-Narin-Tal bis zur Mündung des Kleinen-Narin-Tales.

Die pleistozänen Ablagerungen des mächtigen Taragaj-Syrt kennen wir auf Grund der oben erwähnten Daten freilich noch lange nicht zur Genüge. Die Pflanzendecke ist zwar eine sehr schüttere; das ganze Syrt-Plateau mit den es umgebenden Talungen ist über der oberen Baumgrenze gelegen und darum auch ist es möglich schnell einen flüchtigen Überblick über ein grosses Gebiet zu gewinnen, vorsonderlich aber sind es die physiographisch charakteristischen Linien, die uns sofort ins Auge fallen. Hingegen wieder ist die Schuttanhäufung eine ausserordentlich grosse infolge des geringen Gefälles und die älteren pleistozänen Ablagerungen werden von den jüngeren zum grössten Teil verdeckt. Auch hier treten blos die Spuren der letzten Vereisung deutlich hervor. Zu dieser Zeit waren, wie wir sahen, die eine Hochfläche darstellenden Plateaus der Ränder des Taragaj-Syrt vom Eise bedeckt. Zwischen den hohen Plateaustücken jedoch, auf den breiten, schotterreichen Inundationsgebieten der Flüsse sind die Spuren der Vereisung nur mehr höchst selten zu sehen, oder doch so wenig augenfällig, dass sie gelegentlich schneller Forschungsreisen von 20—40 *km* täglich auch beim besten Willen unserer angespannten Aufmerksamkeit entgehen. In solchen Fällen kommt der Kenntnis des ableitenden Haupttales eine doppelte Bedeutung zu.

Den oberen Abschnitt des Grossen-Narin-Tales beging ich in den letzten Tagen des Novembers, wobei ich mir stellenweise durch meterhohen Schnee Bahn brechen musste. Es ist dies eines der „Kaptscha-

gai“, der nur im Winter gangbaren Schluchttäler des Tienschan. Sewerzoff war gezwungen im Oktober des Jahres 1866 hier umzukehren und die nahezu 48 *km* lange Schlucht war bis zu meiner Reise vollkommen unbekannt. Leider jedoch hatte auch meine Reise bloss topographische Erfolge aufzuweisen, da während der ersten Hälfte des Weges, bei einer Kälte von —20—30° C ein schrecklicher Schneesturm tobte. Gewöhnlich sahen wir nicht über 10 *m* weit. Bis zum Ulan-Flusse ist das Tal breit, gleichmässig flach, unterhalb des letzteren führte unser Weg in einem Engtal. Hier befindet sich die obere Grenze der Nadelwälder (beiläufig 2900 *m*). Der Narin fliesst zwischen Felswände eingezwängt. Erst bei der Mündung des aus den südlichen Eisströmen des Lóczy-Berges entspringenden Moldowasch weitet sich das Tal, aber im meterhohen Schnee konnte ich die Ursache hiefür nicht wahrnehmen. Einige *km* westlich des Moldowasch war der Narin noch nicht zugefroren, somit auch im Winter nicht gangbar, da er zwischen vollkommen steile Felswände gelangt; dies ist der bereits (aus meiner Mai-Reise) wohlbekannte Flusslauf am Südrande des Karatasch-Plateaus. Das Grosse-Narin-Tal weitet sich plötzlich zu einer 20 *km* breiten Talung aus und wird von hier an auf eine Entfernung von 220 *km* in der Luftlinie, bis zum Dschumgal-Durchbruch, nicht wieder in ein V-förmiges Engtal eingezwängt.

Das Karatasch-Plateau, den ersten Abschnitt der sich weitenden Narin-Talung, beging ich kreutz und quer im Mai des Jahres 1906, im November desselben Jahres und im September 1909.

Die Grosse-Narin-Talung wird, nach Verlassen des Taragaj, im Norden vom Djitimtau, im Süden vom Alamischi-tau eingesäumt. (Die Namen beider entstammen der Karte Sewerzoff's). Die beiden Gebirge verlaufen nicht parallel zu einander, sondern divergieren gegen Westen zu allmählich. Dies ist eine allgemeine Tendenz im Mittleren-Tienschan-Gebirge. Während jedoch bisher der nördliche, mächtige Djitimtau ausgedehnte Seitenrücken der Narin-Talung zusandte, bleiben in der westlichen Nachbarschaft des Lóczy-Berges die langen Seitenrücken plötzlich aus. Der Lóczy-Berg bildet den westlichen Eckstein der mächtigen Massen des Djitimtau, weiterhin wird der Hauptrücken schon zu einem schmalen, an Höhe stätig verlierenden Gebirge, wenngleich dieses noch immer vereiste Gipfel von über 4000 *m* Höhe auszuweisen hat. Eine ähnliche Höhe besitzt diesem gegenüber der Alamischitau, der jedoch bloss von unbedeutenden Firnfeldern bedeckt ist. An den steilen Felswänden des Karbonkalkes kommt es nicht zur Anhäufung von Firnmassen.

An der Nordseite des Alamischitau bilden die glazialen Zirkus- und Kartäler eine lange Reihe. Vor denselben zieht sich nicht viel tiefer als der Grund der Nischentäler, längs des Gebirges eine Talreihe hin, so zwar, dass man aus dem einen nach Norden verlaufenden Quertal

bequem in das entsprechende Nachbartal gelangen kann. Diese Längstalung besteht aus lauter Muldentälern pleistozänen Alters. Dort, wo sich aus der längs des Gebirges sich hinziehenden Talung die einzelnen Quertäler abzweigen, verschwindet zusehends der U-förmige Querschnitt, um von der rein fluviatilen V-Talform ersetzt zu werden. Im Bajbitschesu-Tal trat dies in 2860 *m*, im Kaschkassu-Tale in 2760 *m* Höhe ein. Angesichts der beschränkten Ausdehnung des Firnsammelgebietes, erscheinen diese Zahlen auffallend niedrig.

Der Nordhang des Alamischitau bietet aus grösserer Entfernung, von dem nördlichen, gegenüberliegenden Gebirge aus betrachtet, ein eigentümliches Bild. Ausser der erwähnten Talung zieht sich ein Rücken hin, der sich 50—100 *m* über die letztere erhebt und von welchem eine ganz gleichmässige, fast glatt gescheuerte, rasenbedeckte Felshalde zum Narin-Fluss führt. Die Felshalde ist sehr steil, ihr Gefälle beträgt im Durchschnitt 30—35% und bildet eine fast vollkommene schiefe Oberfläche. Die Felshalde wird von parallel verlaufenden Rinnsalen längsgefurcht. Es sind dies sehr steilwandige Wasserrisse, 50—100 *m* tief in die Felshalde eingeschnitten, in denen sich dichte Nadelwälder verbergen.

Die obere Grenze des Nadelwaldes fand ich bei 2610 *m*. Die nördliche gleichmässige Felshalde ist übrigens nicht bloss hier vorhanden, sondern zum grössten Teil auch an der Nordseite des ganzen Alamischitau bis zum Atbaschi-Durchbruch.

Die Steile der Felshalde verschwindet am Südrand des Karatasch-Plateaus in beiläufig 2600 *m* Höhe, hier geht sie mit plötzlicher Wendung fast in die Horizontale über. Der Narin bildet bis zur Mündung des Kaschkassu die Grenze der Felshalde und des Karatasch-Plateaus. Der Narin fliesst hier in einer dunklen, engen Schlucht und ist darum auch die kirgisische Benennung „Kara-tasch" (= schwarzer Fels) eine entsprechende. Die Wände der Schlucht erreichen 200 *m* Höhe. Unterhalb der Mündung des Kaschkassu bildet der Narin Windungen und durchschneidet das 2600 *m* hohe Karatasch-Plateau, um sich dann mit dem Kleinen-Narin zu vereinigen.

Das südliche, 2 *km* breite Randgebiet des Karatasch-Plateaus ist in seiner ganzen Länge (25 *km*) gleichmässig in 2600 *m* Höhe gelegen, oder neigt sich doch kaum merklich nach Westen. Auch auf diesem Teil des Plateaus führte mein Weg zu wiederholten Malen und immer konnte ich Höhen von 2590, 2600, 2610 *m* messen. Nur von der Linie des Kleinen-Narin und der Dangi-Schlucht (S. Fig. 2. in Földr. Közlem. 1906. p. 317.), an steigt die Höhe des Plateaus an. Hier bildet die Oberfläche bereits kein einheitliches Niveau, es sind hier ausgedehnte Flächen stufenartig aneinander geordnet. Wenn wir diese in ihrer Gesamtheit betrachten, die trennenden, tiefen Cañontäler ausgefüllt denkend, so ist es möglich, SW-NE und W-E streichende Mulden zu rekonstruieren. Die Mulden sind in 2700—2750 *m* Höhe gelegen. Am östlichen Ende des Kara-

tasch-Plateaus aber, unmittelbar vor dem Tor des grossen Narin-Kaptschagaj lässt sich eine Mulde von 4—5 *km* Durchmesser und 3000 *m* Solenhöhe nachweisen. Das Resultat meiner Beobachtungen lässt sich also dahin zusammenfassen, dass das Karatasch-Plateau eine ungleichmässige Oberfläche darstelle; im Süden ist es eine regelmässige, 2600 *m* hohe, W—E streichende Mulde, welcher sich SW—NE in 2700—2750 *m* Höhe gelegene Mulden zuneigen, während es im Osten von einer Höher gelegenen Mulde, mit 3000 *m* Solenhöhe begrenzt wird. Die Mulden sind alle flach und breit. Sie sind spärlich mit Schutt bedeckt. Schichtenköpfe von vertikalgefaltetem, steil aufstrebendem Kalk und Tonschiefer brechen auf Schritt und Tritt aus diesem hervor. Zwischen den auf diese Weise rekonstruierten Trogtälern erheben sich höckerartige, relativ niedrige Berge. Der zwischen den Tälern Artschalu und Ardakte befindliche Bergrücken erhebt sich zu 2860 *m* Höhe, der oberhalb des Dangi-Tales befindliche erreicht 3100 *m*.

Der westliche, wie erwähnt niedere, engere Abschnitt des Djitimtau besitzt heute nur mehr einige kleinere Nischen-Gletscher. Am östlichen Ende des Gebirgsabschnittes, am Passe des Kengssu fand ich auf einem Bergrücken von 3890 *m* keinen Firn (1. September 1909.). Auf der gegenüber liegenden, nach Osten gewendeten Bergwand befindet sich ein, aus dem Zusammenfluss zweier Nischentäler entstehender Hängegletscher. Sein Ende liegt in 3800 *m* Höhe. In der benachbarten, tiefer gelegenen Nische erwehrt sich ein zwerghaftes Firnfeld nur schwer des Zerschmelzens. Diese kleine Vergletscherung speist das Tal des Tujukssu. Der obere Abschnitt des Tujukssu ist eine Glazialmulde; ich beging sie bloss bis



Fig. 22. Das Karatasch-Plateau aus einer Höhe von 2970 *m* aus den Kaschkassu-Tale gesehen. Zwischen W—NW = Nuratau, NW im Hintergrund = Kitschine-Narin-Syrt. Von NW bis E = Djitimtau mit dem Lóczy-Berg in NE. Windungen des Narin-Flusses durch kleine Pfeile markiert. N = Artschalu-Berg.

zum Niveau von 3120 *m* und weiss somit nicht, wo die Mulde endet. In dem benachbarten Djakbolot-Tale befinden sich die Grenze der U- und V-förmigen Täler, sowie die obere Grenze des Nadelwaldes bei 2800 *m*. Von Bedeutung ist es, dass man vom Kisilbel in WSW Richtung am Südfuss des Djitimtau eine derjenigen Talungsserie (Depression) ganz ähnliche erblickt, wie sie sich am Nordfusse des Alamischitau befindet. (S. Fig. 2. in Földr. Közlem. 1908. p. 317.)

Die tiefen Schluchttäler des Karatasch-Plateaus sind — ich brauche es wohl nicht zu betonen — jüngeren Ursprunges. Aus der Tiefe dieser Schluchttäler kann auf eine gelegentlich der letzten Vereisung erhöhte Menge der Schmelzwässer, ausserdem aber möglicherweise auch auf ein Sinken der Erosionsbasis gefolgert werden. Die Schluchten weiten sich mitunter zu einem kesselähnlichen Tale aus. Der Djakbolot-Bach verbindet zwei dieser tiefen Kessel. Die Entstehung dieser Kessel lässt sich mit seitlicher Erosion nicht erklären, da ihre Seitenwände schwach geböschte, rasenbedeckte Berglehnen sind. Auf den schattigen Wiesen liegt der Schnee ziemlich lange Mitte Juni des Jahres 1906 lagen hier noch einige Schneefelder. Die Wirkung der Schneekorrasion ist bedeutend. Sie lockert den Boden und das einmal entstandene, noch so geringe Gefälle der Bergwand wird allmählich zu einer Nische umgewandelt. Infolge der Wirkung der Schneekorrasion erscheinen die sanftgeneigten Berglehnen rauh. Die Kessel sind nicht tektonischen Ursprunges. Sie sind viel zu regelmässig, auch könnte ich mir in vertikal stehenden Gesteinsmassen derartige lokale Senkungen garnicht vorstellen. Beim ersten Anblick konnte auch ich kein rechtes Bild von der genetischen Entwicklung des Karatasch-Plateaus gewinnen. Eine kurze Darstellung der physiognomischen Verhältnisse habe ich bereits veröffentlicht.[1] Da ich nunmehr zahlreiche ähnliche Bildungen des Tienschan kenne (Kaschkatör, Tschakirkurum usw.), bin ich der Ansicht, dass auch diese Kessel eine durch die Schmelzwässer der das Karatasch-Plateau bedeckenden Eisströme des älteren Pleistozäns hervorgerufene Erosionserscheinung seien. Die Entstehung eines der Verbindungs-Schluchttäler durch Einsturz der Decke eines unterirdischen Flusslaufes, steht ausser Zweifel. In der die beiden Djakbolot-Kessel verbindenden Schlucht ist auch heute noch ein kleiner Abschnitt des Tunnels vorhanden, den ich auch durchritt.

Am südwestlichen Teil des Karatasch-Plateaus, wo die Quellbäche des Irissu von den Firnfeldern des Alamischitau kommend, auf die flachen Bergrücken herabfliessen, befinden sich ebenfalls pleistozäne Glazialspuren. Die Berglehne Tschalkak wird von einer alten, verwaschenen Moräne bedeckt, welche gegen Westen gewendet, einen mächtigen Halbkreis bildet. Die Decke dieser Moräne befindet sich an ihrem unteren Ende in 2600 *m* Höhe. Ich nehme an, dass diese in diesem Teil bereits

[1] Reiseskizzen aus Zentral-Asien. Földr. Közlem. 1906. p. 314—318.

durchwaschene und von rezenten fluviatilen Ablagerungen bedeckte Moräne ein Resultat der Wirkung der zweiten Vergletscherung sei.

6. Das Burkhan-Tal.

Ich überschritt die, die Ränder der östlichen Hälfte des Kleinen-Narin-Syrt bildenden Bergketten an fünf Stellen. Im Süden auf den Pässen Djakbolot (3770 *m*) und Keng (3890 *m*), im Osten auf dem Djamanitschke (3770 *m*) und Arabel-Pass (3720 *m*) und im Norden auf dem Ton-Pass (3910 *m*). Zuerst will ich die Darstellung der Umgebung der Burkhan-Talung geben.

Der seenbedeckte Talboden des Arabel wird im Westen von der bereits erwähnten steilen Felslehne begrenzt (s. p. 181. (55.)). Die heute selbständigen, zur Zeit der zweiten Vereisung aber eine einzige Gletscherfamilie bildenden, schönen Eisströme des südlich vom Arabel sich erhebenden Djamanitschke-Gebirges verursachten die Bildung einer längs des Gebirgsfusses sich hinziehenden Moränenanhäufung. Aus diesem Grunde kann das Schmelzwasser einiger Eisströme nicht auf den Arabel-Syrt gelangen, sondern nimmt seinen Lauf nach Westen, dem Burkhan zu. Die Eisströme reichen ausserordentlich tief herab. Der am tiefsten herabreichende (3560 *m*) ist ein Hängegletscher. Der Talboden jedoch ist vom Rande des Arabel-Syrt an durchwegs firnfrei. Vier *km* vom Arabel entfernt fand ich in 3440 *m* Höhe die erste pleistozäne Stirnmoräne. Grosse Massen eisverfrachteten, dunklen Gesteinschuttes liegen in den Mündungen aller südlichen Seitentäler. Die nördlichen Seitentäler sind viel ärmer in dieser Beziehung und ihre Wasserrisse sind auch heute noch trocken, oder doch bloss von spärlich fliessenden Äderchen durchrieselt. Die Nord- und Südseite des oberen Burkhan-Tales ist in Bezug auf Firnanhäufung äusserst verschieden. In einer Entfernung von sieben *km* vom Arabel wendet es sich plötzlich nach SSW. An dieser Stelle nimt es von Westen und Norden je ein grösseres Nebental auf. Beide münden mit einer Schwelle in das übertiefte Haupttal (3330 *m*). Das nördliche Tal ist durch die Seitenmoräne des Haupttales vollständig abgesperrt, im Talausgang des westlichen Tales aber wird die Stufe durch einen abgescheuerten Felsdamm gebildet. Letzterer zeigt die typische Form der Rundhöcker.

Auch weiter unten noch ist das Haupttal eine Moränen-Mulde. Moränenanhäufungen und hinter diesen seit langem verschüttete Seebecken nehmen den Talboden ein. Auf den Seebecken zerteilt sich der Fluss auch heute noch in zahlreiche Zweige. In 3240 *m* Höhe glaube ich die zweite, etwas verwaschene Stirnmoräne feststellen zu können.

Bemerkenswert ist es,dass hier zwei Terrassen in geringer Höhe über dem Flusse auftreten. In 3180 *m* Höhe (Talsohle) vermehrt sich die Zahl der Terrassen um eine neue. Auch über der Mündung des Kaltscha

sind drei unversehrte Terrassen erkenntlich, unter denen die oberste dort selbst in 3140 *m* Höhe gelegen ist. Während sich der Burkhan-Fluss auf einer Entfernung von 13 *km* von 3240 *m* auf 3070 senkt, erreicht die oberste Terrasse auf gleicher Entfernung und von gleicher Höhe das Niveau von 3180 *m*. In dieser Terrassen-Gegend, wo der Burkhan seine grossen Nebenflüsse, den Kaltscha, W. Djamanitschke, ausserdem fünf grosse, wasserreiche Bäche aus strahlenartig sich verzweigenden Tälern sammelt, weitet sich das Tal zu einem Becken aus. Auf den breiten Terrassen sah ich die blauen Spiegel zweier kleineren und eines grösseren Sees (Durchmesser 2-300 *m*). Das Haupttal ist auch hier übertieft, sämtliche Nebentäler, auch das des wasserreichen Djamanitschke, erreichen im Niveau der obersten Terrasse den Rand des Haupttales. Von den kleineren Tälern bildet das eine eine mächtige Schlucht im Boden der Mulde des Pleistozäns, um auf diesem Weg sein Wasser dem Burkhan zuzuführen. Ich bin geneigt diese Terrassen hier der Einwirkung eines heute verschütteten Sees der letzten Postglazialzeit zuzuschreiben. Der wasserreiche Burkhan mag bis zur vollständigen Auffüllung des Seebeckens an seinem östlichen Ende einen mächtigen Schuttkegel abgelagert haben, um nach Durchschneidung des Moränendammes diese Ablagerungen zum grössten Teil fortzuschaffen, so dass im Zusammenhange hiemit sein Tal wieder auf das ursprüngliche Niveau zurücksank. Heute ist im Gefälle des Burkhan dieser Zwischenfall überhaupt nicht mehr zu erkennen. Der Ort des, die Stauung bewirkenden Moränendammes mag nicht weit unterhalb der Kaltscha-Mündung gewesen sein, da über denselben hinaus die Terrassen fehlen.

Das W. Djamanitschke-Tal, das vom Djamanitschke-Pass (3770 *m*) in eine überaus ausgedehnte, zirkusartige Talung führt, besass im Pleistozän ein breites Firnsammelgebiet. Der tiefste Punkt des Zirkus ist in 3280 *m* gelegen, seine Sohle wird von einer mächtigen Lage glazialen Schuttes bedeckt, auf der die Bäche sich ziemlich träge dahinwinden und sich in einem Niveau vereinen. Am unteren Ende des Zirkus wendet sich das Tal des W. Djamanitschke-Flusses plötzlich nach NNW und zeigt noch auf eine Entfernung von 3 *km* ein schwaches Gefälle. Hier befindet sich die Mündung des Artschalu-Baches, welcher gegenüber dem W. Djamanitschke bereits ein übertieftes Tal ist. Der Artschalu wird von einem Moränendamm aufgestaut. Von hier an eilt der W. Djamanitschke in schnellem Lauf dem Burkhan zu. Überall befinden sich bedeutende Schuttanhäufungen alluvialen Alters, auch auf der pleistozänen Taloberfläche sind mächtige Schuttkegel ausgebreitet. In etwa 3200 *m* Höhe auf dem Boden des Kaltscha-Tales befindet sich ein abgescheuerter Rundhöcker, den der Schuttkegel der gegenüberliegenden Lehne vollkommen verdeckte und erst gelegentlich der Tiefersenkung der Erosionsbasis des Burkhan-Tales war der Bach wieder fähig, den Schuttkegel abermals zu durchschneiden. Heute drängt zwischen

dem Steilufer des unterwaschenen Schuttkegels und dem Rundhöcker der Kaltscha vorwärts.

Unterhalb der Mündung des Djamanitschke und Kaltscha ist das Burkhan-Tal noch auf eine bedeutende Entfernung hin muldenförmig und trägt unwiderlegbare Zeugnisse pleistozäner Vergletscherung.

Hier ist die Übertiefung des Haupttales eine gesteigerte. Auf der Nordseite des Tales bilden sämtliche Gewässer der Nebentäler bei ihrem Eintritt in das Haupttal Wasserfälle, oder aber sie sickern durch die Seitenmoränen des pleistozänen Burkhan-Gletschers. Die Bergwände sind glatt geschliffen. Ich erkletterte die Moränenstaudämme zweier nördlicher Nebentäler. Die Höhe des einen (Kokdscher II.) beträgt 3360 *m*, war also um 360 *m* höher gelegen, als die unter ihr befindliche Sohle des Burkhan-Tales. Das Tal Kokdscher II. ist eine ausgedehnte Mulde. Das Muldental entsteht aus der Vereinigung zweier Täler. Ein jedes der beiden wird durch je eine sehr ansehnliche Felsstufe in zwei in ver-



Fig. 23. Der Nordhang des Djitimtau zwischen dem Loczy-Berg (L) und dem Djakbolot-Pass (D). Ds = Dschelangatsch-Fluss. Aussichtspunkt 2870 *m*.

schiedenem Niveau gelegene Muldenabschnitte geteilt. Auffallend ist, dass diese Stufe sich nicht an der Vereinigungsstelle der beiden Täler befindet, sondern erheblich weiter rückwärts liegt. Den südlichen Talhang des erwähnten Burkhan-Talabschnittes ziert eine ganze Reihe von Nischen-Tälern. Divergierende und konvergierende Felsnischen, mit beträchtlich ausgetiefter Sohle und tiefer liegenden, steilen Talstufen befinden sich unterhalb des felsigen Rückens, um sich dann in sanft geneigten Muldentälern gegen die am Rande des Burkhan sich erhebende Talstufe fortzusetzen. Wichtig ist der Umstand, dass am Rande des Burkhan-Tales, in einer Höhe von 350 *m* über der Sohle die Reste der präglazialen Tal-

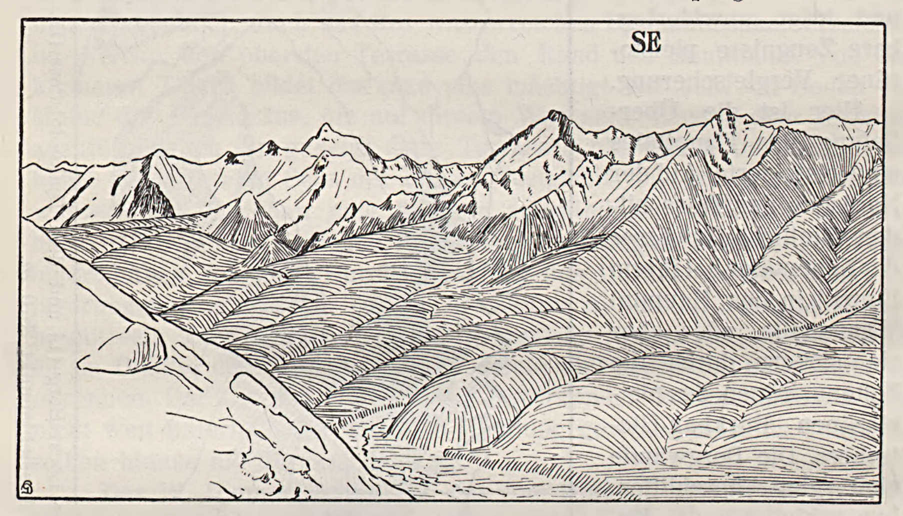


Fig. 24. Nordhang des Djitimtau westlich von dem Moldovasch. Der Hauptfluss ist der Dschelangatsch Aussichtspunkt 2870 *m*.

oberfläche gut sichtbar sind. Hierunter verstehe ich die Oberfläche vor der letzten Vereisung, da ich in ihnen Spuren der der letzteren vorangehenden Vergletscherung vermute.

In einer Entfernung von 55—58 *km* vom Arabel wird das Burkhan-Tal durch einen Moränendamm abgesperrt. Es ist dies eine der prächtigsten Stirnmoränen, die ich auf meinen weiten Reisen in Zentralasien gesehen habe (Tafel IX., Fig. 2.). Sie befindet sich zwischen den Höhen 2870 und 2900 *m* regelrecht zwischen den beiden Seiten des breiten Muldentales. Felsblöcke und Gesteinstrümmer verschiedenster Art, sowie Sand bilden das Baumaterial ihres ganzen Hügellandes. Zwischen den auf ihrem Rücken befindlichen Hügeln liegt eine ganze Gruppe dunkler Seen. Hier befinden sich die letzten und schönsten Daten der untrüglichen Vergletscherungsspuren des Burkhan-Tales. Weiter talabwärts bietet die Rekonstruktion der pleistozänen Vergletscherung grössere Schwierigkeiten.

Für die Höhe des Ton-Passes fand ich 3910 *m*. Seine Südseite ist eine steile Schutthalde. Firn ist hier nicht vorhanden. Auf seiner Nordseite befindet sich ein ausgedehntes Zirkustal, welches am 25. Juni 1906 noch vollkommen von Schnee erfüllt war. Ich weiss nicht, ob unser Weg auf einem Gletscher weiterführte, oder ob wir uns bloss auf einer schuttbedeckten Talsohle befanden. Südlich des Ton-Passes reicht in unmittelbarer Nachbarschaft desselben, von Osten her ein scheinbar ausgedehnter Eisstrom in das Niveau von 3700 *m* herab. Die grüne Wand des Gletscherendes schien fast über seine Stirnmoräne stürzen zu wollen. Dieser Eisstrom befindet sich also unbedingt im Stadium des Vorrückens. Unterhalb desselben folgt das Muldental des pleistozänen Eis-

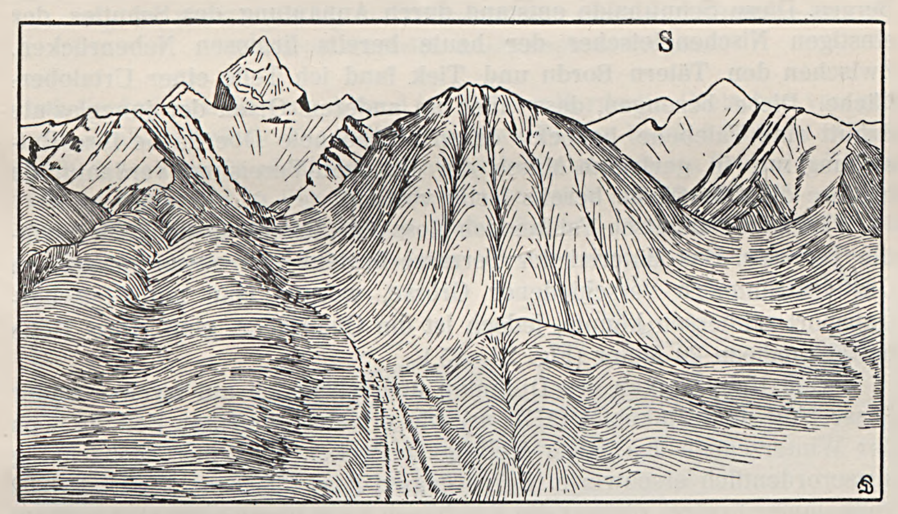


Fig. 25. Fortsetzung d Fig. 24. Der Lóczy-Berg, gegen S der Moldovasch.

stromes. Das grosse U-Tal endet in einer Höhe von 2950 *m*. (S. Földr. Közlem. 1906., Fig. 3., p. 319.)

7. Die Nordseite des Djitimtau.

Der Nordhang des Djitimtau ist mir westlich des Lóczy-Berges bis zum Durchbruch des Kitschine-Narin bekannt, da ich es von den hervorragenden Punkten des nördlich des Gebirges liegenden Kitschine-Narin-Syrt wiederholt gesehen habe, sowohl auf meiner ersten, als auch auf meiner zweiten Reise. Das Tal des am Nordfuss des Djitimtau fliessenden Dschelangatsch-Flusses war gelegentlich der letzten Vereisung (zur Zeit der Bildung der Stirnmoräne des Burkhan) unbedingt gletscherfrei. Die der mächtigen Nischenreihe des Djitimtau entströmenden Gletscher mögen sich in dieser Zeit fast herab bis in das Dschelangatsch Tal erstreckt haben. Es ist ein sehr häufig vorkommender Fall in den Längstälern des

Tienschan, dass die Seitengletscher das gletscherlose Hauptttal erreichen. Heute befinden sich nur Nischengletscher unterhalb des Rückens. Das Ende der sich auf die steile Seite des Lóczy-Berges stützenden Firnmasse dürfte nach meiner Schätzung nicht viel über 3600 *m* liegen. Unterhalb der Nischengletscher folgen breite, rasenbedeckte Muldentäler, welche am Rande des Dschelangatsch in Schuttkegeln enden. Diese Schuttkegel sind durchwaschene Moränen. Die Bäche des Djitim stürzten hier über Talstufen zum Dschelangatsch ab und haben in die Schuttkegel ein tiefes, von Terrassen begleitetes Bett geschnitten. Zwischen den unteren Abschnitten der Nebentäler erheben sich keine hohen Bergrücken, sondern eine erodierte, unebene, breite Schutthalde lehnt sich an den Fuss des Berges. Diese Schutthalde entstand durch Anhäufung des Schuttes der einstigen Nischengletscher der heute bereits firnlosen Nebenrücken. Zwischen den Tälern Bordu und Tiek fand ich Teile einer Urtaloberfläche. Diese bezeugen, dass auch an anderen Orten der jungglaziale Schutt eine Talebene bedeckt, deren eingeebnete Oberfläche ihre Entstehung nur in geringem Masse der Burkhan-Vereisung verdankt, da letztere die Oberfläche bereits fertig vorfand.

Im Dschelangatsch-Tal fand ich bloss eine, jedoch ansehnliche fluviatile Terrasse. Das Material der Terrasse besteht aus etwas gerundeten Gesteinstrümmern verschiedener Grösse, woraus man auf Gletschertransport schliessen könnte, jedoch ist die Oberfläche glatt. Ihre Höhe beträgt nahezu 20 Meter (Fig. 23—25.).

Den Hauptrücken des Djitimtau überschritt ich auf zweien seiner Pässe. Auf dem Djakbolot (3770 *m*) wie erwähnt, zu einer Zeit, da noch der Winterschnee das ganze Gebirge bedeckte, was die Beobachtung ausserordentlich erschwerte. Den Kengssu-Pass (3890 *m*) fand ich 1909 vollkommen firnfrei, obzwar die Passhänge nicht übermässig steil genannt werden können. Am 1. September (1909) fand ich auf der Nordseite in 3400 *m* Höhe an einer nicht einmal all zu sehr versteckten Stelle ein Schneefeld aus dem vergangenen Jahr. Auf dem Passe fällt die Schneedecke augenscheinlich der durch den Wind begünstigten Verdunstung zum Opfer. In den Nischen, die in den schützenden Armen der Nebenrücken liegen, befinden sich in 3800 *m* bereits überall Firnfelder. Hier sind 3900 *m* für die klimatische Schneegrenze ein eher zu hoch, als zu tief gegriffener Wert. Die Burkhan-Gletscher des Djitimtau jedoch senkten sich bis auf 2900—3000 *m* herab gegen den Dschelangatsch, hievon konnte ich mich mit Sicherheit überzeugen.

8. Die Nordseite des Nuratau.

Die orographische Fortsetzung des Djitimtau bildet westlich des Kitschine-Narin-Durchbruches der Nuratau. Der Nuratau erhebt sich in unmittelbarer nördlicher Nachbarschaft von Narinskoje, so zwar, dass

man von da in einem Tag auf den Hauptrücken gelangen kann. Trotzdem hat noch kein Forscher vor mir das Innere dieses Gebirges besucht. Bezeichnend ist, dass selbst von den Offizieren des benachbarten Narinskoje ein dem Westabschnitt des Djitimtau ganz ebenbürtiges Gebirge für firnfrei gehalten werden konnte. Die Südseite des Nuratau scheint tatsäch-

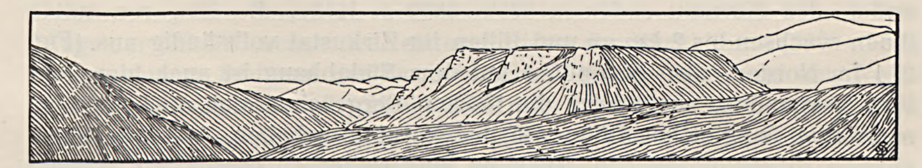


Fig. 26. Ein Zeugenberg der Urtaloberfläche aus der Vor-Burkhan-Zeit. Kokturpak-Dscheilö. Aussichtspunkt 3050 *m*.

lich firnfrei zu sein, jedoch fand ich auf der Nordseite Gletscher von ganz respektabler Grösse. Die Höhe des Nura-Passes beträgt 3890 *m*. Unterhalb desselben, in südlicher Richtung befindet sich ein firnfreies Zirkustal. Ja sogar der in der Nähe des Passes sich erhebende, 4100—4150 *m* hohe Bergrücken ist auf dieser Seite firnfrei. Auf der Nordseite des

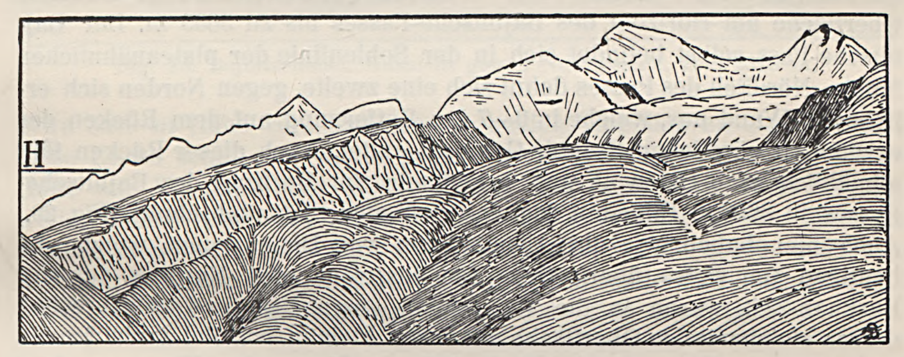


Fig. 27. Ein Gletscher am Nordhange des Nuratau, gegenüber d. Kumbel. Vorne Moränen aus der Burkhan-Zeit. Links die Urtaloberfläche der Vor-Burkhan-Zeit. H = 3620 *m*.

Passes sind auf den nach Westen und Norden blickenden Hängen, in 3800—3900 *m* Höhe bereits kleinere Firnfelder vorhanden, jedoch kommt es nicht zur Bildung von Gletschereis. Unterhalb des Passes befindet sich ein Zirkustal mit 3380 *m* Sohlenhöhe. Letzteres trifft in 3200 *m* Höhe mit dem Ausgang des benachbarten westlichen Zirkustales zusammen, worauf dann der Bach Kokturpak aus dem letzteren in 3050 *m* Höhe in das Längstal Ssektör eintritt. In 3050 *m* Höhe findet das U-förmige Tal noch nicht seinen Abschluss.

Das Längstal des Ssektör nimmt die Schmelzwässer der nördlichen Eisströme des Nuratau auf, von Norden her münden in das erstere aus

einem grossen, weiten Muldental bloss unbedeutende Bäche. Oberhalb der Kokturpak-Mündung nimmt das Fluss, bezw. Firngebiet von heute und der Burkhan-Periode bedeutend mehr als 100 *km*² ein. (Fig. 26.) Dieser Umstand erklärt das weite Herabreichen des Muldentales, in welchem ein mächtiger Eisstrom tätig gewesen sein muss. Die nördlichen Eisströme des Nuratau enden in 3700—3800 *m* Höhe, die längeren unter ihnen wachsen bis 2 *km* an und füllen ihr Zirkustal vollständig aus. (Fig. 27.) Im Norden, also gegenüber auf dem Südabhang ist auch hier kein Firn vorhanden, wenngleich die flachen Bergrücken sich auch hier bis zu 4400 *m*, zu gleicher Höhe wie der Nuratau, erheben. Auf dem Nordabhang dieses nördlichen Rückens sind sicherlich ebenfalls Eisströme vorhanden, jedoch hatte ich nicht Gelegenheit diese Seite zu besichtigen.

Das Längstal des Ssektör führt auf den Bajbitschebel, einen flachen, insgesamt 3610 *m* hohen Bergrücken. Es ist dies die Wasserscheide des Kitschine-Narin. (Fig. 28.) Von hier nach Osten führt das tiefe, steile Schluchttal des Tschitschardin. Die Seitenwände der Tschitschardin-Schlucht bilden die Ränder eines Hochplateaus. Das Plateau nimmt seinen Anfang in 4000—4100 *m* Höhe, in den Rumpfbergen des Hauptrückens des Nuratau, an seiner tiefsten Stelle reicht seine in Gedanken rekonstruierte Oberfläche am Horizont des Bajbitsche-Passes bis zu 3600 *m*. Der Bajbitsche-Pass selbst befindet sich in der Sohlenlinie der plateauähnlichen Mulde. Nördlich des Passes dehnt sich eine zweite, gegen Norden sich erhebende Wand aus, welche in 6—7 *km* Entfernung auf dem Rücken des erwähnten nördlichen Ssektör-Gebirges endet. Auch dieser Rücken fällt allmählich nach Osten ab und verschmilzt im Horizont des Bajbitsche-Passes, in 3600 *m* Höhe mit dem vorerwähnten Plateauabschnitt. (Fig. 29.) Auch hier haben wir also Urtalmulden von Dimensionen, welche die heutigen um vieles übertreffen. Die Eisströme des Nuratau aus der Burkhan-Zeit waren in die Urtalmulde eingebettet und unterbrechen dessen gleichmässige Oberfläche mit ihren kleinen, parallel verlaufenden Muldentälern. Diese Muldentäler sind am Hang des Nuratau scharf vom Urtalboden abgegrenzt und bilden ineinanderfliessend, wenig tiefe Konkavitäten in den heute vollkommen firnfreien nördlichen Teilen.

9. Der Kitschine-Narin-Syrt.

Nördlich des soeben beschriebenen Nuratau und Djitimtau, südlich des Terskei-Alatau, dehnt sich der Kitschine-Narin-Syrt aus. Sämtliche Gewässer dieses Syrt sammelt in etwa 2500 *m* Höhe der Kitschine Narin-Fluss im nördlichen Tor des die Nura- und Djitim-Gebirge scheidenden Durchbruchtales. Die Länge des Syrt beträgt vom Ausgang des Burkhan-Tales bis zum Bajbitschebel des Nuratau 67 *km* nach von mir angestellten Messungen, in der Breite misst er aber durchschnittlich 15 *km*. Seine Form unterscheidet sich wesentlich von der auf seinen

bisherigen Darstellungen gebotenen, wo er fast so lang, als breit erscheint. (Die amtliche Vierzig-Werst-Karte lässt ein 90 Werst langes und 40 Werst breites Becken vermuten.) Der Syrt zerfällt — wenn man die Urtaloberfläche rekonstruiert — in zwei Teile, in das östliche Becken und den an eine Doppelmulde erinnernden westlichen Teil. Der Durchmesser des östlichen, beckenähnlichen Teiles beträgt 20×15 *km*. Längs der NE-SW-Achse des letzteren fliesst der Burkhanssu (2900—2600 *m*), an seinem Südrand der Dschelangatsch (3000—2600 *m*), am Westrand der Dscheletübessu (2900—2650 *m*), an seinem Nordabhang aber der wasserreiche Karagaman (3000—2670 *m*). Die Ränder des Beckens sind im Durchschnitt 3000—3300 *m* hoch gelegen. Die Flüsse strömen in schluchtartigen Betten. Der westliche Teil ist nahezu 50 *km* lang. Zwei Urtalböden von beiläufig gleicher Breite und Sohlentiefe, deren Ränder in 4200—4300 *m* Höhe liegen, ziehen sich von hier gegen Osten hin. In

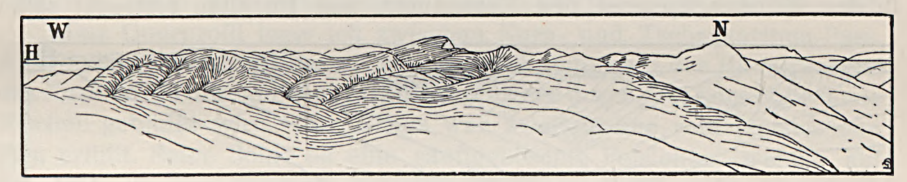


Fig. 28. Bajbitschebel, Aussicht gegen Nordwesten. H = 3610 *m*.

etwa 3600 *m* Höhe verschmelzen die beiden Talböden zu einer Ebene; diese Ebene senkt sich weiter gegen Osten und endet in etwa 3400 *m* Höhe am Westende des Beckens. Auf dem nördlichen Talboden und weiter östlich fliesst der träge, stellenweise in wasserreichen, feuchten Wiesen sich verlierende Bach der Dscheletübe-Pfanne (3500—2900 *m*). Auf dem südlichen Talboden aber eilt der brausende Tschitschardin talwärts zur Schlucht des Kleinen-Narin (4000—2500 *m*). (Fig. 29.)

Kaulbars, vor mir der erste Forschungsreisende in diesen Tälern (1869), war der Meinung, der die beiden Urtalmulden trennende Rücken sei mit Firn bedeckt, der Nuratau aber firnfrei. Ich kann mir diesen Irrtum des berühmten Forschers nicht anders, als durch die Annahme erklären, er habe das Tschitschardin-Tal zu einer Zeit besucht (vor oder nach dem Monat August), da es mit Schnee bedeckt war und den Nuratau im folgenden Sommer von den in der Umgebung des Atbaschi gelegenen Bergen aus gesehen und habe nicht an den nördlichen Abhang gedacht. Ich fand am 29. August 1909 das ganze Plateau firnfrei. Den höchsten Punkt des Plateaus gelegentlich meiner Reise, erreichte ich auf 3940 *m*. Die sanften Böschungen und die tiefe Sohle der Tschitschardin-Schlucht sind mit ganz jungem Schutt bedeckt, so dass pleistozäne Ablagerungen auf der Oberfläche kaum zu finden sind.

Den erwähnten, 3940 *m* hohen Teil des Plateaus bezeichnen die Kirgisen mit dem Namen Kumbel, Sandiger-Rücken, wozu wohl die

ansehnlichen Schutt- und Schotter-Massen mögen Anlass gegeben haben. Auf dem ganzen Gebiet der nördlichen Sultanssary-Dscheletübe-Mulde und dem die beiden scheidenden Tepschibel konnte ich keinerlei handgreifliche Beweise für eine einstige Vergletscherung finden, obzwar ich mir darüber im klaren war, dass in der Burkhan-Zeit, in der einzelne Eisströme in unmittelbarer Nachbarschaft unter 3000 *m* herabreichten, der um tausend Meter höhere Kumbel, der 3500 m hohe Tepschibel vereist gewesen sein müssen. Junge, wohl alt-alluviale Ablagerung bedeckt die Talung vollkommen. Einzelne Felsklippen ragen als Inseln aus dem Schutt hervor. Der Bach fliesst träge vorwärts, stellenweise stagniert er, Sümpfe bildend, vollständig. Sein östlicher Abschnitt führt den Namen Karasas. Hier breitete sich der Tafeleis in der Burkhan-Zeit aus.

Ich halte es für unanfechtbar, dass der ganze Kitschine-Narin-Syrt in der Vor-Burkhan-Zeit (Akkija-Periode) von Firnmassen bedeckt war. In der Mündungsgegend des Karagaman und Burkhan erstreckt sich

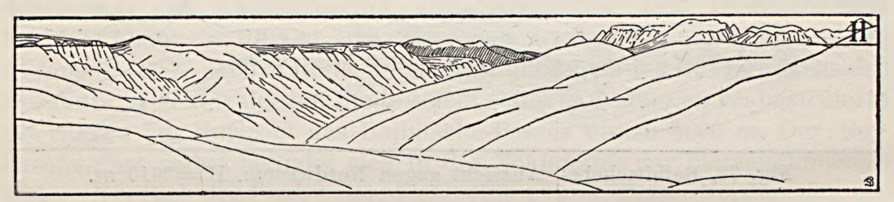


Fig. 29. Der Ssar-Kungej-Syrt und die Tschitschardin-Schlucht. Aussicht vom Bajbitschebel gegen Osten. H = 3610 *m*.

200 *m* (abs. 2840 *m*) über dem heutigen Niveau des Flusses ein Plateau als Teilstück der Urtaloberfläche. Der Burkhan fliesst hier in einem Bett von mehr als hundert Meter Breite und wird von zwei Terrassen begleitet. Die höhere ist 30 *m* über dem Niveau des Flusses gelegen und besteht aus kubikmetergrossen Felsblöcken, reinem Glazialschutt. In diesem ist das Bett der Burkhan-Zeit, mit seiner 2—3 *m* hohen Terrasse, eingesenkt. Die Gerölle des Schotters der Burkhan-Terrasse erreichen selten einen Durchmesser von 30 *cm* und sind fluvioglazialen Ursprungs. Die Gerölle des heutigen Flussbettes zeigen selten einen Durchmesser von 10 *cm*. In 2730 *m* Höhe und 20 *km* Entfernung von der grossen Burkhan-Stirnmoräne glaube ich ganz sicher Gletscherspuren festgestellt zu haben.

In der Richtung des Dschelangatsch-Tales erhebt sich steil zu 2870—3240 *m* Höhe der Rand des Kitschine-Narin-Syrt. Das Dschelangatsch-Tal scheidet diesen von den genetisch ihm zugehörenden Teilen der Urtaloberfläche des Djitimtau. Das Dschelangatsch-Tal dürfte kaum präglazialen Ursprunges sein, oder wenigstens ist es zweifelhaft, dass die Einheitlichkeit, die das Tal heute aufweist, eine frühere sei. Die Uroberfläche im Neogen neigte sich, auf die Hänge des Djitimtau gestützt, der Gegend des heutigen Burkhan-Tales zu. Im Dschelangatsch-Burkhan-Zwischenland bieten die die Oberfläche bildenden har-

ten kristallinen Gesteine der Denudation trefflichen Widerstand, diese ragen einigermassen aus der Oberfläche hervor und mögen gelegentlich der ersten Vereisung des Pleistozäns den Eisstrom nach Westen gelenkt haben. Soviel steht jedenfalls fest, dass die Urfläche älter ist, als das Dschelangatsch-Tal. (Fig. 30.)

10. Das Narin-Tal zwischen Kitschine-Narin und Atbaschi-Mündung.

In der Kosakensiedlung Narinskoje verbrachte ich in den Jahren 1906 und 1909 fünfmal je eine Woche. Wenngleich ich diese Zeit der Ruhe und Erholung widmen musste — und jeder, der meine Reise einigermassen mit Aufmerksamkeit verfolgt, kann feststellen, dass ich dieser Ruhe sicherlich bedurfte — konnte ich doch auf einigen kurzen Spaziergängen die Pleistozän-Ablagerungen der Umgebung näher kennen lernen. Ich nahm ein vollständiges Längs und Querprofil des Tales auf.

Das Querprofil legte ich zwischen Nura- und Tscharkaritma-Pass. Am Südhang des Nura-Passes befindet sich unterhalb des Hauptrückens des Nuratau ein ansehnliches Zirkustal, welches durch drei konvergierende Nischen gebildet wird. Der Zirkus war zweifelsohne vom pleistozänen Firn erfüllt. Seine Sohle ist eine sanftgeböschte Felslehne, welche auf der Südseite des Gebirges plötzlich in einem Rand endet. Unterhalb des Passes ist die Sohle des Zirkus in 3170 *m* Höhe, der äussere Rand in 3150 *m* Höhe gelegen, die beiden in 3 *km* Entfernung von einander. Diese wenigen Daten genügen zur Orientierung bezüglich des orometrischen Charakters. Die heutigen Bäche der beiden westlichen Nischen vereinigen sich noch im Zirkus, der Bach der östlichen Nische jedoch fliesst mit letzterem parallel bis an den Rand des Zirkus und vereinigt sich erst nachher mit diesem. Die Bäche rauschen in tiefen Schluchten dahin. Die Höhe der Aussenwand des Randes beträgt vom Niveau des heutigen Baches gerechnet 350 *m*. Der Eisstrom der Burkhan-Zeit gelangte bis an diesen Felsrand, erreichte also 3150 *m*. Die Arbeit der Schmelzwässer auf der Sohle des Zirkus war keine schwere, da das den Felsrand bildende, rote Tertiär-Konglomerat der auswaschenden Tätigkeit des Wassers nur geringen Widerstand leistet. Die den Zirkus verlassenden Bäche führen nach ihrer Vereinigung den Namen Orto-Nura. Dieser Bach eilt nach dem Verlassen des Hochgebirges in einem breiten, flachen Tal, welches er in den an den Fuss des Gebirges gelehnten Schuttgürtel tertiären und pleistozänen Alters gewaschen, dem Narin zu.

Westlich vom 2710 *m* Sohlen-Punkt des Orto-Nura-Tales beträgt die Höhe des Rückens der Schuttzone 2830 *m*, das Tor des benachbarten Tschet-Nura-Tales, durch welches der Bach das Nura-Gebirge verlässt, ist 2730 *m* hoch gelegen. Auch der Tschet-Nura entspringt einem pleistozänglazialen Zirkus, dessen Boden sich auch aus der Entfernung aus nackten Oberflächenstücken rekonstruieren lässt. Die rückschreitende Erosion des

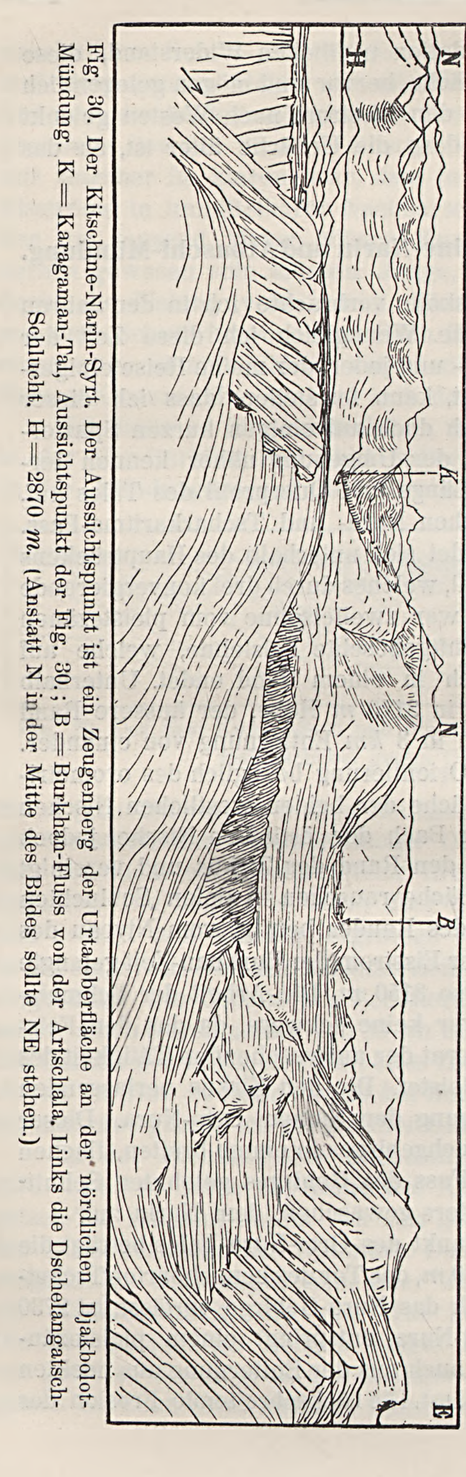


Fig. 30. Der Kitschine-Narin-Syrt. Der Aussichtspunkt ist ein Zeugenberg der Urtaloberfläche an der nördlichen Djakbolot-Mündung. K = Karagaman-Tal, Aussichtspunkt der Fig. 30.; B = Burkhan-Fluss von der Artschala. Links die Dschelangatsch-Schlucht. H = 2870 *m*. (Anstatt N in der Mitte des Bildes sollte NE stehen.)

Tschet-Nura hat sich in seinen pleistozänen Taltrog noch weit mehr eingeschnitten, als der Orto-Nura. Auch hier stimmt die obere Grenze der Nadelwälder mit der unteren Grenze der vollkommen glatten Taloberflächen, also der Burkhan-Vereisung überein. Nach Austritt des Tschet-Nura aus dem Gebirge besitzt er ebenfalls ein breites Tal und wird von einer schönen Terrasse begleitet.

Von hier gelangt man in das Itschkessu-Tal; es ist dies das westliche Nachbartal. Der mit Nadelwald bewachsene Streifen ist sehr schmal, er ist zwischen den Niveaus von 2700 und 3200 *m* gelegen. Laubbäume konnte ich nicht beobachten, talwärts folgt dem Nadelwaldgürtel unmittelbar die *Lasiagrostis*-Zone. Der Rand des Nura-tau zeigt eine scharfe Grenzlinie. Das Vorgebirge hat bloss runde Bergmen, und eine wellenförmige Oberfläche aufzuweisen, die ihre Entstehung dem Einwirken der Erosion auf die lose gefügte, noch kaum verkittete Schuttanhäufung verdankt. Nur auf dem zwischen Tschet-Nura und Orto-Nura gelegenen Zwischenland erhebt sich ein Gebirgsblock auf breitem Sockel in über 3000 *m* Höhe. Die Höhe des Randes der Schuttzone beträgt 3000—3100 *m* und senkt sich allmählich gegen den Narin zu. In der Schuttzone lassen sich zwei Schichtengruppen unterscheiden. Die zweifelsohne ältere, grobkörnigere, stellenweise Konglomeratbänke enthaltende Schichtengruppe von grauem Aussehen, welche im allgemeinen bloss in

der Nähe des Fusses des Nuratau zu Tage tritt und ein steileres Fallen aufweist. Ihr Niveau ist 2600—3100 *m*. Auf dieser Schichtengruppe ruht diskordant ein vorwiegend gelblich gefärbter, sandiger, feiner gekörnter, vollkommen lockerer Schutt, oftmals so sehr wagerecht gelagert, dass er das Bild einer Seeablagerung darbietet. In dieser jüngeren Schichtgruppe vollführen die fliessenden Gewässer bereits eine ausgleichende Arbeit. Sie waschen breite, mit Gestrüpp bewachsene, oder auch kahle, flache, ebene Streifen aus und füllen sie wieder. Die Bäche des Nuratau versiegen hier grösstenteils vollkommen und nur gelegentlich sommerlicher



Fig. 31. Der Kitschine-Narin-Syrt von Norden. Im Hintergrund der Nuratau.

Regengüsse, plötzlicher Schneeschmelzen wälzt sich in ihnen der Strom. Eine dünne Lössdecke überzieht diese wüstenähnliche Zone und auf dieser bebauen die Kirgisen auch einige Joch Feldes mit Zuhilfenahme künstlicher Bewässerung.

Der Narin dringt nirgends in diese lockere Schuttzone ein, sondern schmiegt sich bereits von der Mündung des Kitschine-Narin eng an den Fuss des Alamischitau. Der Alamischitau ist auch in der Umgebung des Tscharkaritma-Passes grösstenteils kahl, fällt in auffallend glatten, gleichmässigen Bergwänden gegen den Narin ab, in welche die Erosion steilwandige Schluchten gegraben hat. (Fig. 33.) An der Oberfläche der Schuttzone konnte ich — innerhalb der genannten beiden Schichtgrup-

pen — weder über das relative Alter der Ablagerungen, noch über die Art der Entstehung sichere Anhaltspunkte finden. Von umso grösserem Werte und Ausdruckskraft war das Datenmaterial, dass ich im tief erodierten Bett des Narin-Flusses selbst, von der Mündung des Kitschine-Narin angefangen zu sammeln Gelegenheit hatte.

Im Niveau des Karatasch-Plateaus hat der Narin sein Bett durchschnittlich 400 *m* tief eingegraben. Denselben Wert erhalten wir beim Vergleich des Höhenunterschiedes der südlichen Muldentäler des Nuratau und der rezenten Schluchten. Der Kitschine-Narin besitzt oberhalb seiner Mündung zwei sehr ausgedehnte Terrassen. Die obere Terrasse befindet sich etwa 50 *m* über dem heutigen Flussbett,[1] es ist dies eine fluviatile Auffüllung. Die untere Terrasse ist in 30 *m* Höhe gelegen, ihre Oberfläche bildet das eingeebnete Niveau roter Konglomerate, das

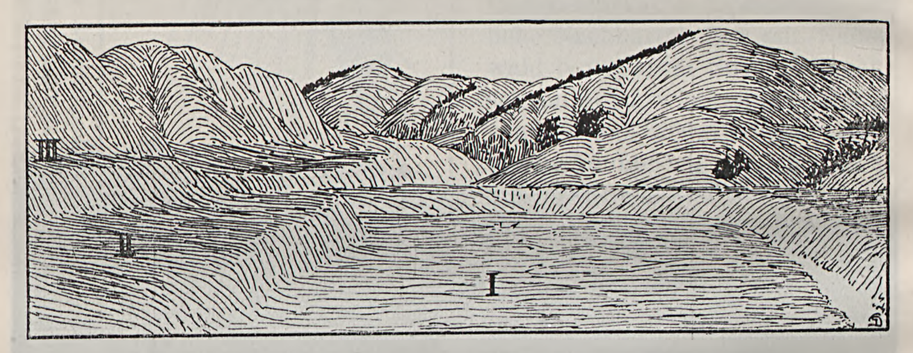


Fig. 32. Die Terrassen des Grossen-Narin-Flusses in der Karatasch-Schlucht. (+5, 20, 50 *m*.)

nur spärlich mit Löss und Schotter bedeckt ist. Die 2600 *m* hohe Oberfläche des Karatasch-Plateaus endet gegenüber der Mündung des Kitschine-Narin in einem steilen Felsrand und der Narin tritt zwischen 300 *m* hohen Felswänden hervor. In den zwischen den Felswänden befindlichen Windungen nahm ich 1909 auf die Höhen der Terrassen bezügliche Messungen vor und auch dort fand ich 50 *m* für die obere Terrasse, für die untere 20 *m*. Auch fand ich eine dritte oberhalb des Flussniveaus in 5 *m* Höhe. (Fig. 32.) Diese Terrassen entsprechen vollkommen den erwähnten des Kitschine Narin. Die beiden Narin fliessen auch nach ihrer Vereinigung noch bis zur Mündung des Kaündü-Baches in einem in rotes Konglomerat eingeschnittenen Bett, dringen jedoch auch in das festere Gestein der Wand des Karatasch-Plateaus ein.

In der Gegend des Schorbulak und Irissu (rechtseitige Nebenflüsse des Narin) gestaltet sich das Narin-Bett folgendermassen. Gegen Norden ist ein, auf ein Plateau hinweisender Rand sichtbar. Unterhalb desselben

[1] Im Winter 1906—7 besass ich kein Aneroid.

folgt eine abwechslungsreiche, durch fliessendes Wasser nicht eingeebnete Oberfläche (Decke der jüngeren Schichtgruppe), dann folgen nacheinander vier gleich hohe, in die Wandung der jüngeren Schichtgruppe eingeschnittene Terrassen bis an das Narin-Bett. Die linkseitigen Nebenflüsse besitzen 3 Terrassen. Auch bei der Mündung des Orto-Nura treten drei Terrassen in vorerwähnter Höhe auf und hinter der Mündung zeigen sich in grosser, mehrere hundert Meter betragender Höhe wagerecht gelagerte, blutrote Konglomeratbänke. Der Narin fliesst von der Orto-Nura-Mündung bis Narinskoje, ja sogar auch noch weiterhin, überall zu Füssen steiler Bergwände. Die Konglomeratschichten befinden sich auch hier meistens in wagerechter Lage. Nördlich Narinskoje in der Nähe der Poststrasse bestimmte ich zwar den Grad des Fallens einiger Schichtbänke mit 2—3° NW und beobachtete an den Bänken eines in unmittelbarer Nähe von Narinskoje gelegenen, kegelförmig ausgewaschenen Ber-



Fig. 33. Der Nordhang des Alamischitau mit dem Tscharkaritma-Joch (rechts).

ges ein Fallen der Schichten unter 15° WNW, dem Akkija gegenüber fallen die Schichten etwa unter 8° N ein. Der Schutt besteht aus überaus abwechslungsreich zusammengesetztem Material. Grober Kies, Mergel, Sand wechseln darin. Seine grosse Mächtigkeit — die ganze Masse darf wohl auf 500 *m* geschätzt werden — lässt es wahrscheinlich erscheinen, dass wir es hier mit Ablagerungen langer Zeiträume zu tun haben und zwar mit solchen fluviatilen und lakustren Ursprungs vermengt. An Fossilien sind diese Schichten, welche auch ich nach ihrem alten Sammelnamen Hanhai nenne, äusserst arm. Ich wenigstens konnte, nach zwar nicht sehr fleissigem Suchen, nichts in ihnen entdecken. Die Hanhai-Ablagerungen sind zweifelsohne pliozänen und möglicherweise noch höheren Alters. Das Pleistozän wird durch die Tieferlegung der Erosionsbasis und im Zusammenhang mit diesem Vorgang, durch die Ausbildung des heutigen Narin-Tales gekennzeichnet. Das vorpleistozäne Flusstal ist auf derselben Linie zu suchen, da ich gegen Norden in dem bis zum Nuratau ununterbrochen an Höhe zunehmenden Gebirge keinerlei Spuren einer in der Längsrichtung tätigen Erosionsarbeit beobachten konnte.

Bei Narinskoje befindet sich die höchste Narin-Terrasse 90 *m* über dem Flussbett. Diese Terrasse lässt sich im Westen bis zu dem das Tal absperrenden, Akkija genannten Riegel verfolgen, dessen Decke

genau in 2190 *m* Höche gelegen, sich in gleichem Niveau mit der höchsten Terrasse bei Narinskoje befindet. Auf einer Strecke von 12 *km* also ist diese Terrasse horizontal, während doch hiebei der Narin sich heute um etwa 200 *m* senkt (1990 *m*). Oberhalb Narinskoje zeigen die Überreste dieser Terrasse unebene Oberflächen, ihre Seitenwände werden von der durch abgewaschenen Schutt verursachten, sanften Böschung gebildet. Unterhalb dieser letzteren befindet sich die ausgezeichnet erhaltene, obere Terrasse von 50 *m*. Am ausgedehntesten ist die 20 Meter-Terrasse, auf dieser liegt auch Narinskoje. Zwischen

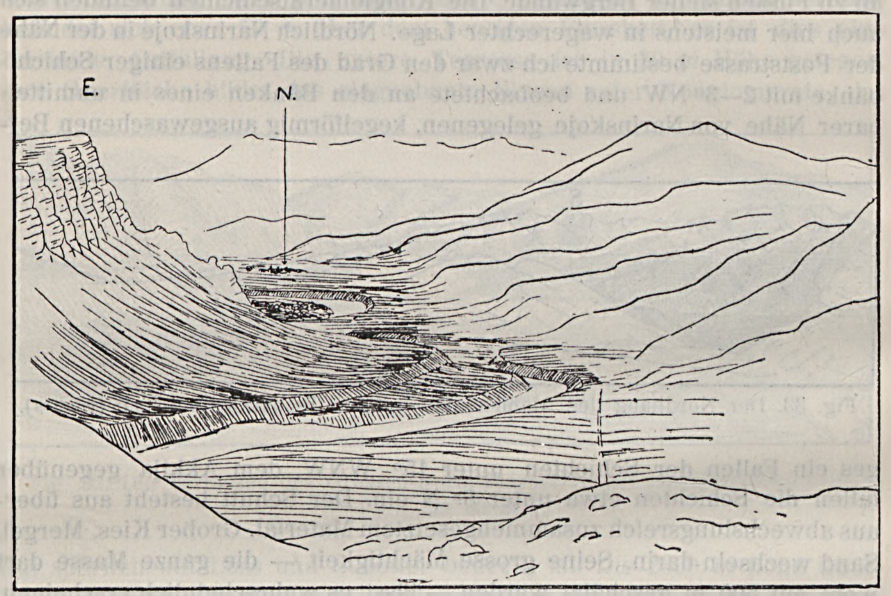


Fig. 34. Die Akkija-Stirnmoräne (im Vordergrund) und das Tal des Grossen-Narin-Flusses. N = Narinskoje.

Dorf und Fluss erhebt sich aus der Terrasse ein langer, niederer, dammartiger Hügel aus hartem, rotem Konglomerat. Die Böschungen des rezenten Bettes bestehen ebenfalls aus Konglomerat. Der Narin hat hier nach der Burkhan-Zeit mit seinen Schottern ebenfalls bloss ebnend gewirkt.[1] (Fig. 33.)

Der obgenannte Akkija-Damm hatte bereits im Jahre 1906, als ich ihn zum erstenmale sah, mein Interesse erregt. Die Ostseite des Dammes ist steil, die westliche etwas sanfter geböscht. Er lehnt sich an die Karbonkalk-Wände des Alamischi-Gebirges und ist um hundertfünfzig Meter höher, als die Terrasse des Dorfes Narinskoje. Der Damm besteht aus 8—10° N fallendem, dünnbänkigem, rotem Sandstein. Der

[1] Földr. Közl. 1906. p. 314.

Narin durchbricht ihn in einer steilwandigen, tiefen Schlucht. Die Decke des Dammes ist flach und dieser Umstand eben ist überraschend. Granitblöcke von Kubikmetergrösse liegen im Gerölle aus gemischtem Material fauf einer Strecke von einem ganzen Kilometer. Die Höhe des Wesusses des Dammes beträgt 2070 *m*. Auf dem, dem Narin zugekehrtent Abhang des Alamischitau befinden sich Spuren zahlreicher Terrassen. Eine in der Nähe des Einganges zum Tscharkaritma-Tal, in 2200 *m* Höhe grauem, grobem, hartem Konglomerat aufgelagerte Terrasse entspricht der nördlichen in ähnlicher Höhe befindlichen Terrasse. Mit einem Wort, die hierorts befindlichen, höchstgelegenen Terrassen des Narin-Tales führen direkt auf den Akkija. Granit fand ich in der Umgebung des Akkija nirgends vor, somit können die hier befindlichen Riesenblöcke auch nicht als durch Bergsturz entstanden betrachtet werden. Schon in den etwas all zu eilig geschriebenen Reisenotizen meiner ersten Reise sprach ich den Akkija, ohne jede besondere Überlegung, als Stirnmoräne an. Heute, nachdem ich weiss, dass der Akkija, im Falle meine Beobachtung richtig wäre, der tiefste von pleistozänem Gletscher berührte Punkt des Tienschan wäre, fühle ich mich zu einiger Vorsicht gezwungen. Unleugbar befindet sich hinter dem Rücken des Akkija das mächtigste Firnsammelgebiet des Tienschan. Dabei aber ist die heutige Schneegrenze und die Grenze der Vergletscherung hier bedeutend höher, als im nördlichen Tienschan, woselbst die Grenze der pleistozänen Vereisung nirgends das Niveau des Akkija erreicht hat. Ich teile meine Beobachtungen getreulich mit, ohne eine unbedingte Annahme meiner Folgerungen zu beanspruchen.

Zusammenfassung. Der Taragaj-Narin ist die mächtigste Längstalung des ganzen Tienschan-Gebirgsystems und können wir daher in ihm noch zahlreiche, in glaziologischer, wie in klimatologischer Hinsicht interessante Daten sammeln. Der mächtigste rezente Eisstrom, der Petrow-Gletscher, reicht etwas unter das 3600 *m* Niveau. Späteren, eingehenderen Untersuchungen bleibt es vorbehalten, zu entscheiden, ob der Vorläufer des Petrow-Gletschers aus der Burkhan-Zeit, der die heutige Djaktasch-Mulde einnahm, tatsächlich bis zum Taragaj-Talboden sich erstreckte, wie ich dies annehme und wie es aus meinen Beobachtungen, Berechnungen folgt. Im Gebiete des Kitschine-Narin konnte ich mit voller Gewissheit und Genauigkeit feststellen, dass die heute bis auf 3560 *m* herabreichenden Gletscher zur Burkhan-Zeit bis zum Niveau von 2870 *m* herabreichten, woraus auf die Ausdehnung des Djaktasch-Gletschers geschlossen werden kann. In allen auf den breiten Syrt des Djaktasch-Taragaj sich öffnenden Tälern befanden sich Eisströme im Burkhan-Zeitalter bis zum Eingang dieser Täler, woselbst die Talgletscher ineinanderfliessend das Plateau-Eis des Taragaj-Narin in riesiger Ausdehnung bildeten.

III. Vergleichstabelle.

Tal	Obere Grenze der Steppengräser	Obere Grenze der Laubwälder	Obere Grenze der Nadelwälder	Untere Grenze der Schneefelder	Gletscherende	Grenze der V- und U-förmigen Täler	Stirnmoränen
1. Petrow-Arabel	—	—	—	3900	3600?	?	?
2. Djaktasch-Ssartör	—	—	—	4000?	—	3540	—
3. Djaktasch-Akkurgan	—	-	—	?	—	3450	—
4. Östl. Djamanitschke	—	—	—	?	3900	3500	—
5. Ischtik-Karaköl	—	-	—	4000	3850?	3600	—
6. Borkoldaj-Aschussaj	—	—	—	?	?	3500	—
7. Nördl. Tschakirkurum	—	—	—	?	3850?	3500	—
8. Borkoldaj-Karakol-Narin-Kaptschagaj	2500	—	2900?	?	3800?	3250	?
9. Südl. Tschakirkurum	—	—	—	?	—	3500	—
10. Kilentajrak	—	—	—	?	?	3400	II. 3470
11. Karatasch-Bajbitsche	—	—	2610	3700	—	2860	?
12. „ Kaschkassu	—	—	2610	?	—	2760	?
13. „ Tujuk	—	—	—	?	3800	3000?	?
14. Südl. Djakbolot	—	—	2800	?	—	2800	?
15. Irissu	—	—	2600	?	?	2600	II. (?) 2600
16. Burkhan	—	—	—	?	3560	?	I. 2730
17. Nordtal des Lóczy-Berges	—	—	—	?	3600?	3000	$II_{,1}$ 2870, $II_{,2}$ 3200, $II_{,3}$ 3440, II. 3000
18. Dschelangatsch-Keng	—	—	—	3800 (3400)	3800	2900	II. 2900
19. Kokturpak	—	—	—	3800	—	3000?	?
20. Ssektör	—	—	—	3800	3700	3000?	?
21. Tschitschardin	—	—	—	?	3700	?	?
22. Orto-Nura	2700	—	3150	—	—	3150	?
23. Grosser-Narin-Burkhan	2500	2200	2900	?	3560?	2900?	$I_{,1}$ 2100, $I_{,2}$ 2730, $II_{,1}$ 2870

Auf der III. Vergleichstabelle zeigen die unter „V und U-förmige Täler“ angeführten Täler sehr hohe Werte, diese bedeuten jedoch nichts anderes, als die Höhe der Taleingänge der U-förmigen Trogtäler. Im Osten, in der Umgebung des Taragaj-Syrt reichten die Eisströme herab bis auf das Niveau von 3200—3500 *m*, in den Gebirgen westlich des Kaptschagaj bis auf 2600—3000 *m*, auf den Südabhängen bis auf 2800—3200 *m*.

Spuren der der Burkhan-Vereisung vorausgehenden Akkija-Vereisung zeigt das Grundmoränengebiet des Kitschine-Narin-Syrt, das Karatasch-Plateau und die Akkija-Stirnmoräne. In der Tabelle ist letztere mit I., die Stirnmoräne der Burkhan-Moräne mit II. bezeichnet.

D) Das Becken des Atbaschi und des Grossen-Narin.

1. Das Ulan-Tal.

Der 3690 *m* hohe Bajbitschebel des Alamischitau bildet die Wasserscheide zwischen Narin und Atbaschi. Der Passrücken ist auch hier asymmetrisch, die steilere, tiefer greifende Bergwand befindet sich an der Südseite. Diese unterhalb des Passes, auf der Südseite befindliche Übertiefung wird durch die, aus einem unmittelbar neben dem Hauptrücken gelegenen Zirkustal ihren Ausgang nehmende Erosion verursacht. Heute sind in 3900 *m* Höhe, also 200 *m* über dem Passe, die Berge ausnahmslos mit Firn bedeckt. Auf dem Grunde der tiefen Felsnischen aber befinden sich in 3650 *m* Höhe beständige Schneefelder. Dies konnte ich in der zur Beobachtung geeignetesten Zeit, am 5. September 1909 feststellen. Hier auf der Nordseite ist die Firnmenge bedeutend geringer als auf der Südseite. Die höchsten Gipfel des Alamischitau erheben sich auf den südlichen Nebenrücken, die Zirkusse sind umfasst von den Hauptrücken und den südlichen Nebenrücken, mehr geschützt vor Sonnenstrahlen und Wind.

Unterhalb des Bajbitsche-Passes befinden sich mächtige, eisgeschliffene Rundhöcker. Auf dem kahlen Felsgrund des Trogtales, in den sich der Bach einschneidet, sind die Spuren des Eises in grosser Anzahl sichtbar. Die untersten Gletscherspuren (Eisschliff) fand ich in 3200 *m* Höhe, das Trogtal jedoch setzt sich weiter fort, in 3090 *m* Höhe wendet es sich nach Südwesten und mündet in das Ulan-Tal.

Der Bajbitschessu erreicht den Ulan-Fluss in 2810 *m* Höhe, vorher jedoch muss er eine mächtige, 100 *m* über dem Ulan gelegene Terrasse durchbrechen. Diese Terrasse nahm mein Interesse zuerst in Anspruch, da es eine vollkommene Analogie des oberhalb des Akkija befindlichen Abschnittes des Narin-Tales bildet. Die riesenhafte Terrasse des Ulan scheint in ihrer ganzen Ausdehnung aus rotem Konglomerat aufgebaut zu sein. Die Konglomeratbänke zeigen, wie ich beobachten konnte, vorwiegend ein steiles Fallen, im ganzen Tal in NW-Richtung. Der Grad des Fallens beträgt stellenweise sogar 40°. Dabei steht es ausser Zweifel, dass soweit das Auge von der Mündung des Bajbitsche reicht, die Wände des Ulan aus hellem Kalkgestein bestehen, dass also das rote Konglomerat am Aufbau des Gebirges nicht beteiligt ist. Es füllt das Ulan-Tal gänzlich aus, ist aber gleichmässig abradiert. Der Ulan schneidet eine 100—120 *m* tiefe Schlucht in dasselbe, so dass es einer wirklichen Terrasse ähnelt. Die Oberfläche der grossen Terrasse ist uneben, eine leicht gewellte Fläche, jedoch kann unschwer beobachtet werden, dass alle Hügel eine gleiche Höhe aufweisen und dass das Gefälle heute ein weit grösseres ist, als jenes der Konglomerat-Oberfläche gegen das Atbaschi-Becken zu. Das Ulan-Tal ist muldenartig,

die Bergwände sind die gleichmässig abgestumpften Nebenrücken des Gebirges. Zweifelsohne eine auf Vergletscherung hinweisende Talform. Das in das Konglomerat eingetiefte Flussbett besitzt eine bedeutende fluviatile Terrasse. Die Wände des Konglomerates sind in dieser Schlucht voller Rinnsale, Folgeerscheinungen der Arbeit des Schmelz- und Regenwassers. Diese Wasserrisse werden durch die rückschreitende Erosion unaufhaltsam gegen das Gebirge vorgetragen.

Der Burkhan-Gletscher des Bajbitschessu kann wohl nicht in den Ulan gemündet haben, da die Konglomeratfläche keinerlei Spuren einer



Fig. 35. Aussicht von dem Bajbitsche-Pass gegen Süden.

Vergletscherung aus dieser Zeit aufweist, hauptsächlich aber, weil in diesem Falle bemerkbare Spuren eines Zusammentreffens der beiden Gletscher an der Talmündung vorhanden sein müssten. In der Umgebung des Bajbitschessu ist heute die Obergrenze der Nadelwälder etwa in 3000 *m* gelegen. Hier befindet sich auch das Ende des Trogtales und ich denke, hier wäre auch das Ende des Burkhan-Gletschers zu suchen.

Von den nördlichen Nebentälern der Ulan-Talung besuchte ich auch noch das Költör benannte. Dieses Tal beginnt mit dem aus unterhalb des Hauptrückens des Alamischitau konvergierenden Nischen gebildeten Zirkustal, nach welchem ein mehrere Kilometer langes, durch einen Schuttdamm abgesperrtes Trogtal folgt. Den grössten Teil des Trogtales bedeckt der Lilly-See, ein 300 *m* breiter und etwa 2 *km* lan-

ger Alpensee, dessen Spiegel sich in 3050 *m* Höhe befindet. Den Schuttdamm betrachtete ich, angesichts des Umstandes, dass das Material vollkommen einheitlich ist und ganz mit dem Gestein der beiden Talseiten übereinstimmt, als durch einen Bergsturz entstanden. Angesichts jedoch des Umstandes, dass allem Anscheine nach die mittlere Zone des ganzen Alamischitau einheitlich aus Karbonkalk besteht, was sich nachträglich bei der Konstruktion der geologischen Querschnitte herausstellte und was ich an Ort und Stelle noch nicht in Betracht zog, ist dies noch kein Beweis für die Annahme eines Bergsturzes. Der das Tal absperrende Damm



Fig. 36. Fortsetzung der Fig. 35.

dürfte sich wohl kaum zufälliger Weise am unteren Ende des glazialen Trogtales befinden. Auch sein Niveau von 3050 *m* entspricht vollkommen der Grenze der Burkhan-Vereisung des benachbarten Bajbitsche-Tales. Der Damm hat gegen den Seespiegel zu eine Höhe von 50 *m* (3100 *m*). Hierher mündet von Osten her auch ein ebenfalls glaziale Form aufweisendes, kleineres Zirkustal, welches durch denselben Damm abgesperrt wird, so jedoch, dass die Sperrung unvollkommen bleibt und nicht die Anstauung des kleinen Baches zur Folge hat.

Unterhalb des Schuttdammes, dessen Deckenhöhe 3100 *m* beträgt, befindet sich in 2890 *m* Tiefe ein kleines, verschüttetes Seebett. Drei kleine Lachen bilden Reste des einstigen Moränensees. Die Stauung des Wassers des unteren kleinen Seebeckens mag allenfalls noch glazialer Schutt

verursacht haben, heute jedoch befinden sich an der Oberfläche Schuttkegel, die von den steilen Hängen des hier plötzlich in V-Form übergehenden, schluchtartigen Tales kommend, sich ansammeln und ein neuerliches Stauen des Baches hervorrufen.

Im steilen, tiefen Tal fand ich, bezeichnend für das heutige Klima der Südhänge des Alamischitau, am 6. September (1909) ein noch fest gefügtes Schneefeldchen in 2850 *m* Höhe. Unterhalb des unter dem verschütteten Seebett gelegenen Schuttkegelpaares, befindet sich im Niveau von 2870 *m* ein kleiner See von etwa 100—120 *m* Länge und 30—40 *m* Breite, welcher zweifelsohne durch ein Schuttkegelpaar alluvialen Alters aufgestaut wurde. Das erwähnte Schneefeld befindet sich noch unterhalb desselben, es nimmt das Költör-Bett gänzlich ein, der Bach schlüpft unter dem Schneefeld hindurch und die Mächtigkeit des Schneefeldes beträgt über dem Bache 8—10 *m*. Der Költör verlässt unweit unterhalb des Schneefeldes bereits die Schlucht und schneidet den unteren Abschnitt seines Bettes in die Terrasse der roten Konglomerate. Er schliesst die letzteren in seinem Bette gut auf. Hier auf der Westseite beobachtete ich ein Fallen von 85° (NW), zweifelsohne ein Beweis, dass die Konglomeratbänke starken tektonischen Störungen ausgesetzt waren. Im Ulan-Tale ritt ich auf der durch die Oberfläche abradierter Konglomerate geschaffenen Terrasse noch einige *km* nach Westen bis zum Punkte von 2740 *m* Höhe und stellte fest, dass die Terrasse auf diesem Abschnitte ein Gefälle von 17 *m* pro Kilometer aufweist, also den rezenten Ulan begleitet, während sich eine andere, höhergelegene Oberfläche von der Terrasse allmählich ablöst, welche ihre ursprüngliche Höhe von etwa 2900 *m* beibehaltend, in Gestalt flacher Hügelrücken weiter zieht nach Westen, dem Atbaschi-Becken zu.

2. Der westliche Djangidjir.

Der Djangidjir entsteht aus der Vereinigung des Düngüreme mit dem Akbeit und ist ein ebenbürtiger Nebenfluss des Ulan. Auch der Akbeitssu entsteht aus dem Zusammenfluss der Gewässer zweier grossen Täler, das erste ist der vom Djangidjir-Pass kommende Akbeit, das zweite der Akkorum. Das Akkorum-Tal scheidet die Gebirge Ssaritasch und Kubergenty. Aus einem Zirkustal mit 3600 *m* Sohlenhöhe entspringen zwei Bäche, der nördliche und südliche Akkorum. Die Wässer dieses Zirkustales verteilen sich auf den Aral-See und den Lopnor, da der nördliche Akkorum zum Sammelgebiete des Narin, der südliche aber zu dem des Tauschkandarja gehört. Die Kirgisen nennen auch diesen Talungsabschnitt „dscheilö“, da der Talgrund breit und flach ist. Auf der sumpfigen, nassen Wiese schlängeln sich die Bäche in trägem Lauf dahin, so dass man die Wasserscheide fast nicht wahrnimmt. Das Zirkustal wird von abwechslungvoll gegliederten Bergen aus Karbonkalk umgeben, deren

Rücken durchschnittlich 4000—4100 *m* Höhe erreichen. Aus ihren kleinen Nischen leuchten Firnfelder hervor, die sich jedoch nicht zu Eisströmen entwickeln.

Das die Wasserscheide enthaltende Zirkustal schliesst sich mit breitem Tor an ein folgendes, bedeutend breiteres Zirkustal von etwas geringerer Sohlenhöhe (3560 *m*) an. Auf dem Grunde des letzteren entstand eine nach Norden an Tiefe stetig zunähmende Schlucht, an deren im Schatten gelegenen Orten kleine, perennierende Schneefelder leuchten. Die Schlucht durchschneidet, einen das Tal absperrenden Felsriegel. Die Deckenhöhe des Felsriegels beträgt 3560 *m*, liegt demnach in gleichem Niveau mit der Sohlenhöhe des Zirkustales. Der Felsriegel bildet eine bedeutende Talstufe. Der vor kurzem noch ziemlich träg fliessende Bach eilt hier in raschem Laufe dahin, um sich jedoch bald wieder zu beruhigen, da er in das unter dem Felsriegel in 3330 *m* Höhe gelegene, verschüttete Seebett mündet. Das Tal wird hier von Schutt bedeckt, welcher auch das Seebett entzweiteilt, wobei sich das Wasser der beiden Teile auf dem mittleren Schuttdamm in einem unterirdischen Bett vereinigt. Das in seiner ganzen Länge mit Schutt bedeckte Trogtal des Akkorum vereinigt sich in 3150 *m* Höhe mit dem Akbeit dessen Züge dem ersteren sehr ähnlich sind.

Nach der Wassermenge und dem Aussehen der umliegenden Berge geurteilt, befinden sich heute im Akbeit kaum bedeutendere Eisströme, doch leuchten auch dort aus den Nischen der Bergrücken Firnfelder hervor. Sowohl im Akkorum, als im Akbeit hat das Wasser des Baches zweifelsohne in glazialem Schutt eine tiefe Schlucht ausgewaschen. Den unteren Abschnitt des Djangidjir charakterisiert dasselbe Bild. Breites, trogartiges Tal, dessen Sohle in mächtiger Lage von glazialem, eine wellige Oberfläche bildendem Schutt bedeckt wird. Zwischen den Hügeln fand ich auch einen kleinen See in 2960 *m* Höhe, 7 *km* oberhalb der Mündung des Djangidjir. Der Fluss eilt ständig in einer Tiefe von 60—80 *m*, am Boden einer Schlucht dahin. Die aus Süden kommenden Bäche der grösseren Nebentäler durchschneiden ebenfalls den Schutt, können jedoch mit der Erosion des wasserreichen Djangidjir nicht Schritt halten. Unmittelbar vor der Mündung biegt der Djangidjir nach Nordwest ab, da ihm hier eine mächtige Stirnmoräne den Weg vertritt. Das Wasser des Djangidjir fliesst hier rascher, da das Niveau des Ulan tiefer liegt. Die Decke der Stirmoräne befindet sich in 2960 *m* Höhe und liegt um 150 *m* höher, als das heutige Niveau des Djangidjir. Der heute rasenbedeckte Moränendamm kann nicht mehr als dem Djangidjir-Gletscher der Burkhan-Zeit angehörig betrachtet werden. Das ganze Tal des Djangidjir ist Moränenboden, darüber dürften kaum Zweifel herrschen. Der Gletscher der Burkhan-Zeit jedoch dürfte kaum bis zu dem Niveau von 2900 *m* herabgereicht und die 2900 *m* Stirnmoräne aufgeführt haben, da meiner Ansicht nach die in 3500—3600 *m* Höhe

gelegenen Firnsammelkessel kaum im Stande waren, das zwischen 2900—3200 *m* Höhe gelegene, 30 *km* lange Haupttal mit Eis zu füllen. Aus den nördlichen Nebentälern des Ssaritasch dürften die Eisströme der Burkhan-Zeit bis an den Rand des Hauptales herabgereicht haben, was ihre Talstufen und ihr Aussehen auch tatsächlich beweisen, die Arbeit des grossen Talgletschers jedoch ist höheren Alters, sie konnte sich nicht neuerdings entwickeln. Ich muss demnach das Alter der grossen, das Tal sperrenden Djangidjir-Moräne in die Akkija-Zeit verlegen. Es ist bezeichnend, dass in der Gegend der Vereinigung des



Fig. 37. Die Fluvioglazialen Terrassen des Nördl. Boguschti. In der Mitte des Bildes der Atbaschi-Fluss. Hintergrund: Alamischitau.

Akbeit, Düngüreme und Akkorum die Vereisung der Burkhan-Zeit nicht mit den gewohnten, scharfen Grenzen auftrat.

3. Die Umgebung des Araschanbel.

Zwischen der langen Gebirgskette Üjürmentau und der Ssaritasch-Gebirgsgruppe öffnet sich eine tiefe, weite Scharte, durch welche sich der Ulan-Fluss hindurch schlängelt um sich hier mit dem Balikssu zu vereinigen und den Namen Atbaschi anzunehmen. Dieser Abschnitt des Flusses befindet sich im 2600—2650 *m* Niveau. Der Rand des riesigen Aksaj-Plateaus bildet hier zugleich den Rand des Atbaschi-Beckens

und durch diese Scharte führen zahlreiche Pfade auf den Aksaj. Am 2. Dezember 1906 stieg ich auf einem dieser Pfade empor, jedoch in tiefem Schnee und entsetzlichem Schneesturm. Diese Winterexkursion, deren topographische und klimatologische Resultate, wie ich annehme, wertvoll sind, konnte in glaziologischer Hinsicht keinesfalls gleichwertig sein mit jenen der Sommerexkursionen. Zu glaziologischen Beobachtungen, sowohl auf solche pleistozänen, als auch rezenten Alters bezüglich, eignet sich zweifelsohne die zweite Hälfte des Sommers am besten. Bei der genannten Gelegenheit benützte ich zu dem Aufstieg den Krdschol-Pass. Drei Jahre später, am 29. September 1909, durchquerte ich, aus Kelpin kommend, den benachbarten Araschanbel. Die Resultate beider Exkursionen sind folgende.

Der vom Tüssaschu bis zum Kajnar sich hinziehende Gebirgsrand war während der Burkhan-Zeit nicht vereist, es fehlen ihm die frischen Nischen und Spuren der Moränenanhäufung. Heute beträgt die Höhe, des den Rand bildenden Rückens 3200—3300 Meter, auf der Nordseite liegt die obere Grenze der Nadelwälder in 3100 *m* Höhe.

Zwischen dem Mündungsgebiet des Ulan und Balikssu und dem Atschakamandi, erheben sich Hügel auf einem aus Phylliten und Karbonkalk bestehenden Sockel. Die Oberfläche der Hügel bedeckt loser Schutt. Das Aussehen dieses Hügellandes weist auf glaziale Ablagerung hin. Die Schuttanhäufungen werden allseitig von den umliegenden, hohen Bergen durch Talungen abgesondert. In dieser Schuttanhäufung die ich nicht näher in Augenschein nehmen konnte, ahne ich die aus der Akkija-Zeit stammende Moräne des Ulan.

4. Das nördliche Boguschti-Tal.

Die Höhe des Boguschti-Passes des Üjürmentau beträgt 3860 *m*. In seiner Umgebung erheben sich sämtliche Bergrücken über 4000 *m* und tragen zweifelsohne auch heute noch kleinere und grössere Firnfelder. Ein echter Talgletscher ist im Boguschti-Tal jedoch nicht vorhanden. Unterhalb des Passes befindet sich ein weites, aus zwei Nischen konvergierendes Zirkus-Tal, das, als ich es besuchte, noch vollständig vom Winterschnee bedeckt war (29. Mai, 1909). Der Zirkus ist etwa 7 *km* lang und zeigt in seinem Tore Spuren einer Stirnmoräne in 3530 *m* Höhe. Unter letzterer aber setzt sich das Trogtal fort. Die Oberfläche des Trogtalgrundes erlangte infolge allmählichen Eintiefens des Baches ein terrassenähnliches Aussehen.

Am Rande des Atbaschi-Beckens befindet sich das Niveau des Boguschti-Baches in etwa 2800 *m*, die Sohlenfläche des Trogtales aber in etwa 3000 *m* Höhe und diese Glazialfläche breitet sich hier aus, als Zeichen dessen, dass der pleistozäne Gletscher bis an den Rand des Atbaschi-Beckens vordrang. Unterhalb dieser glazialen Sohlenfläche

folgt plötzlich eine Böschung, deren bedeutender Teil mit Glazialschutt bedeckt ist. Der untere Rand des Schuttgesteins erreicht beim Nord-Boguschti-Tal das Niveau von 2500 Meter. Der steile Hang bildet zugleich die Nadelwaldzone des Ostabschnittes des Üjürmentau, welche sich genau dem Hang und hiemit dem Niveau von 2500—3000 *m* anpasst. Unterhalb dieses Hanges folgt die Schotterwüste, eine grösstenteils fluvioglaziale Akkumulation, in welche die dem Atbaschi-Flusse zueilenden Bäche steilwandige Gräben von 20—30 Meter Tiefe einschneiden. (Fig. 37.)

Das nördliche Boguschti-Tal war demnach im Pleistozän zweifels-

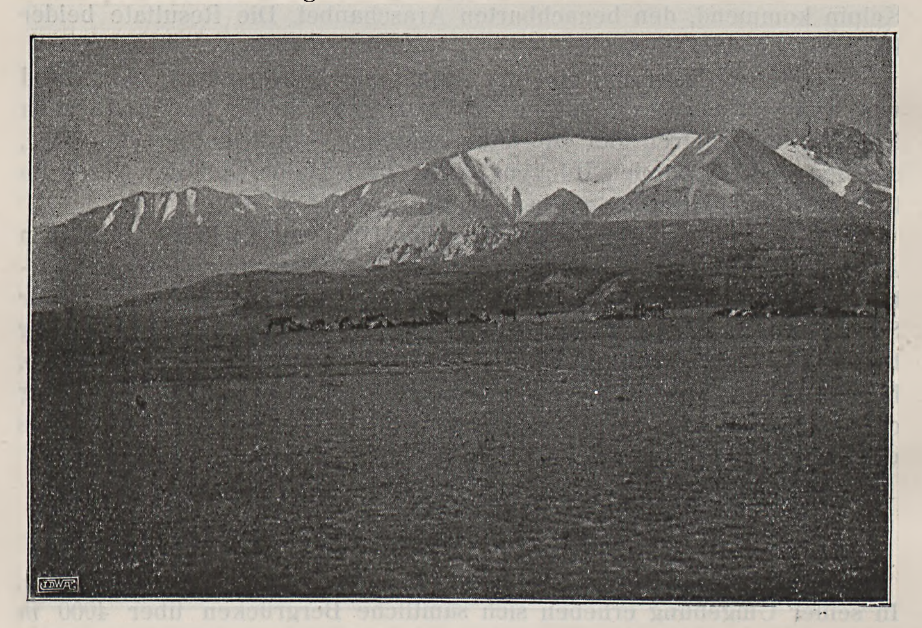


Fig. 38. Der Nordhang des Kurpetau (Zirkustal, Burkhan-Moränen und Arpa-Syrt). Aussichtspunkt 3160 *m*.

ohne in seiner ganzen Ausdehnung vereist. Zwei Vereisungen lassen sich jedoch hier kaum feststellen, wenigstens nicht nach so flüchtiger Untersuchung, wie der meinigen. Die Akkija-Vereisung kann also von der Burkhan-Zeit nicht getrennt werden, da die in 3530 *m* Höhe gelegenen, spärlichen Stirnmoränen-Reste nicht als Grenze der letzteren angesehen werden können. Anbetracht dessen, dass die Gletscher im Ulan-Tale bis auf 3000 *m* herabreichten, scheint eine Vereisung von so geringem Masse ein Ding der Unmöglichkeit. Ich bin der Ansicht, dass die Stirnmoräne in 3530 *m* Höhe bloss ein Rückzugsstadium bedeutet; die bis zu 2500 *m* Höhe (die Zahl bedeutet das untere Niveau des Schuttes der den Steilhang erreichenden Stirnmoräne) erforschte, maximale Ausdehnung jedoch ist ein Resultat der Akkija-Zeit.

5. Das Basch-Keltebuk-Tal.

Im Südwestabschnitt des Üjürmentau befinden sich sehr hohe Berggipfel und Bergrücken. Den höchsten Gipfel schätze ich auf 5500 *m* und in dessen Umgebung beträgt auch die Höhe des Hauptrückens des Gebirges 4400—4800 *m*. Der tiefste Pass, der Taschrabat selbst liegt in 3930 *m* Höhe, der Basch-Keltebuk-Pass aber liegt 4150 *m* hoch. Vom Atbaschi-Becken aus lässt sich beobachten, dass dieses Hochgebirge von einer ganzen Reihe von Firnfeldern und kleineren Nischengletschern geschmückt wird, jedoch fand ich weder auf dem

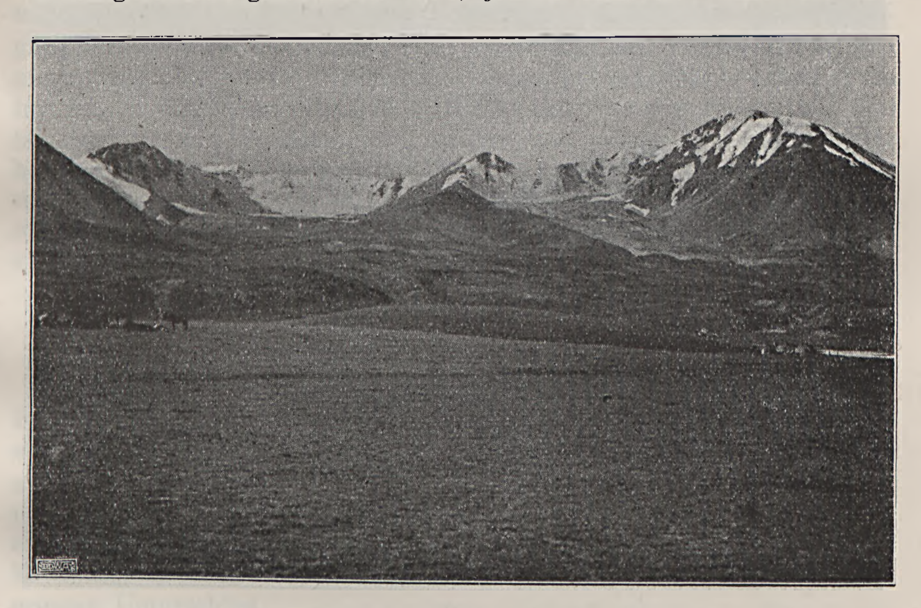


Fig. 39. Fortsetzung der Fig. 38.

Boguschti, dem Basch-Keltebuk, noch aber auf dem Taschrabat Eis auf meinen quer durch das Gebirge führenden Wegen. Wie ich erwähnte, ist dies auf den Boguschti bezüglich nicht ganz sicher, jedoch wahrscheinlich. Im Üjürmentau liegt demnach die Schneegrenze ungewöhnlich hoch.

Unterhalb des Basch-Keltebuk-Passes befindet sich im Norden ein weites Nischental. Die Nische ist voller Moränen, ihr tiefster Punkt befindet sich in 3630 *m* Höhe, unterhalb dessen ich eine schönentwickelte Stirnmoräne vorfand. Unterhalb der Stirnmoräne beginnt das Trogtal des Basch-Keltebuk, in welches kleinere und grössere Täler einmünden. Im dritten und vierten östlichen Tal befinden sich heute Nischengletscher (Tujuktör). In 3350 *m* Höhe vereinigen sich fünf konvergierende Nischentäler, das Tal des Passes mit eingerechnet und

diese bilden zusammen einen mächtigen Zirkus von glazialem Äusseren. In der Umgebung der Vereinigung dieser Täler fand ich keine den Stirnmoränen ähnliche Anhäufung. Der Typus des Tales gleicht vollkommen jenem des Nord-Boguschti: ein geräumiger Trog, mit ständiger Grundmoräne und einem Bach, dessen Bett in letztere eingeschnitten ist. Moränenanhäufungen von grösserer Ausdehnung fand ich jedoch um vieles tiefer, in 3050 *m* Höhe im Eingang des Tales „Tujukajrik". Unterhalb dieses Punktes traf ich keinerlei glaziale Spuren mehr an. Die nördliche Gebirgskette des Üjürmentau ist der schmale Karbonkalk-Rücken



Fig. 40. Trogtal der Nördl. Ssujok und Fladenmoränenzone des Arpa.

des Aktasch, den auch der Basch-Keltebuk in einer Schlucht durchbricht. In 2685 *m* Höhe traf ich den ersten Busch von *Lasiagrostis* an und mit diesem zugleich nimmt das steppenartige, kiesbedeckte Gebiet seinen Anfang. In 2440 *m* Höhe mündet der Basch-Keltebuk in den übertieften, von hohen Terrassen begleiteten Karakoin.

6. Das Taschrabat-Tal.

Den Taschrabat-Pass überschritt als erster Osten-Sacken im Jahre 1867. Auch unser Landsmann Ladislaus Berzenczey dürfte im Jahre 1874 über den Taschrabat-Pass nach Kaschgar gelangt sein. Das einzige Tal des Üjürmentau, welches den Hauptgebirgsrücken vollkommen durch-

bricht und bis zum südlichen Vorgebirge dringt, ist das Taschrabat-Tal. Die Höhe des Passes beträgt auch so noch 3930 *m*. Das Quellgebiet des Taschrabat ist heute ein firnfreies, geräumiges Zirkustal, dessen Sohlenhöhe 3620 *m* beträgt. Das dem Zirkustal entspringende Trogtal vereinigt sich mit mehreren konvergierenden Nischentälern. Der Bach hat sich in den Moränenboden tief eingeschnitten und wendet sich nach Vereinung mit den erwähnten Tälern, in 3240 *m* Höhe nach NNW. In der Physiognomie des Tales treten auch noch weiter hin solche Linien zu Tage, die auf einen glazialen Ursprung hindeuten. Der Talabschnitt unzweifelhaft fluviatilen Ursprungs beginnt erst bei 3030 *m* Sohlenhöhe, woselbst der Fluss in eine Felsschlucht eintritt. Am unteren Eingang dieser Schlucht nehmen die Terrassen, das aufgeschüttete und eingeebnete Gebiet des Atbaschi-Beckens ihren Anfang. Stirnmoränen traf ich im Taschrabat-Tal keine an. Zur Zeit meiner Reise (13. Mai) lag noch zu viel Winterschnee, so dass ich mir auch bezüglich der heutigen Schneegrenze kein annähernd klares Bild schaffen konnte. Ausserdem nahm in diesem, jedenfalls sehr mühevollen Abschnitt meiner Reise, die sehr komplizierte Tektonik des Gebirges meine an sich schon gestörte Aufmerksamkeit ganz in Anspruch.

7. Arpa-Syrt.

Am Westende des Kurpetau trägt der östliche der beiden Ssujok-Pässe die russisch-chinesische Grenze und die Narin-Tarim-Wasserscheide. Der westliche, höher gelegene Pass (3990 *m*) bildet die Scheide zwischen Karadarja und Narin. Dieser westliche Pass ist zwar firnfrei, jedoch zeigen sich bereits in den benachbarten, mehr geschützten Tälern ähnlicher Höhe Anfänge kleinerer Nischengletscher. In Bezug auf die Vereisung zeigt die Nord- und Südseite des Kurpetau einen riesengrossen Unterschied.

Der Ssujok-Pass befindet sich am Rande eines mächtigen Zirkustales. Auf dem Boden des Zirkustales vereinigen sich in 3550 *m* Höhe die Bäche der auch heute noch teilweise mit Firn bedeckten Nischentäler. Der Gegensatz ist vom Tarim-Becken her kommend, auch heute noch ein auffallender. Hier eilen geschwätzig die Schmelzwässer der Firnfelder über grüne Alpenwiesen, während kaum eine halbe Tagesreise von hier und in ähnlicher Höhe bereits alles dürr ist. Auch die Spuren des pleistozänen Gletschers sind ausgeprägter und ausgedehnter. Der in 3550 *m* Höhe gelegene Zirkustalboden bedeutet noch nicht die Grenze der pleistozänen Vereisung. Vom Zirkustal geht ein schönes Trogtal aus und dieses nimmt erst nach Vereinigung mit einem anderen Trogtal, in 3400 *m* Höhe die V-Gestalt eines Erosionstales an. Der Bach des letzteren mündet kurz darauf in das schottererfüllte Tschongtör-Tal. (Fig. 40.)

Das Tschongtör-Tal ist sehr geräumig; es nimmt das Schmelzwasser zahlreicher kleinerer Eisströme auf. In der Nähe der Ssujok-Mündung besitzt es bereits zwei mächtige Terrassen (20 und 50 *m*). Sein pleistozäner Gletscher muss bis auf 3400 Meter herabgestiegen sein. Der Ssujok tritt in 3200 *m* Höhe hinaus auf den Rand des Arpa-Syrt. Vorher aber nimmt er noch zwei von dem Nordhang des Kurpetau kommende Gletscherbäche auf. Im Pleistozän war der Kurpetau vom Scheitel bis zur Sohle mit Eis bedeckt. Auch oberhalb der Mündung der beiden Gletscherbäche fand ich in 3210 *m* Höhe Spuren von Stirnmoränen.

Die rezenten Eisströme des Kurpetau reichen herab bis auf 3600—3800 *m*. Im Pleistozän entstand zu Füssen des Berges bis an den in 3150—3200 *m* Höhe ü. d. M. gelegenen Rand ein zusammenhängender Moränengürtel. Besonders im Kusguntasch-Tal reichen die Eisströme tief herab und erreichen hier ganz sicher 3600 Meter. Der Rand des Moränengürtels liegt hier in 3150 *m* Höhe. Der pleistozäne Gletscher des Kusguntasch schob seine Massen auf den Arpa-Syrt, auf welchem er sich ausbreitete. Daher kommt es wohl, dass der Niveauunterschied zwischen dem pleistozänen und dem heutigen Gletscherende kein bedeutenderer ist. Der Gletscherbach gelangt nach Verlassen des Moränengürtels sofort zwischen fluviatile Terrassen, zwei an der Zahl. Ich muss hier erwähnen, dass sämtliche vom Kurpetau nördlich fliessende Bäche zwei Terrassen aufbauten. Ähnlich sind auch die pleistozänen Gebilde des Kisiltübessu. (Fig. 38—40.)

Besondere Erwähnung verdient jedoch das Djagalmaj-Tal. Der rezente Gletscher reicht auch hier ausserordentlich tief herab, möglicherweise auch noch unter 3600 Meter. Der Eisstrom entspringt einem geräumigen, Firn sammelnden Zirkustal. Vor dem Eisstrom breitet sich eine mächtige Stirnmoräne aus, hinweisend darauf, dass der Eisstrom auch in den letzten Jahrhunderten noch von bedeutender Ausdehnung gewesen sein muss. Unterhalb der Stirnmoräne und seitlich erheben sich zur Höhe von einigen hundert Metern eisgeschliffene, höckerige Bergrücken und zeugen von einer einstigen starken glazialen Abrasionstätigkeit. Von der Stirnmoräne gehen zwei Bachbetten aus, welche einige hundert Meter von einander entfernt, auf breiter, aufgeschütteter Schotterfläche talwärts eilen. Es ist dies ebenfalls ein Zeichen rezenter Bettveränderung, die Schmelzwässer eines Gletschers von unbeständiger Ausdehnung können an verschiedenen Stellen der Stirnmoräne den Weg ins Freie finden. Die gemeinsame Talsohle der beiden Betten wird zu beiden Seiten von mächtigen Seitenmoränen begleitet, welche bis zur Vereinigung des Djagalmaj und Mustör reichen (ca 3200 *m*). Der pleistozäne Eisstrom des Djagalmaj trat demnach nicht bloss hinaus auf den Arpa-Syrt, sondern drang auf demselben noch 5 *km* vor. Die zwischen Djagalmaj und Mustör befindliche Moräne ist nicht bloss

eine Anhäufung unverkennbar glazialen Ursprungs, es befinden sich auch noch kleine Seen auf ihrer unebenen Oberfläche. Im Zwischenraum der grossen Seitenmoränen befinden sich jedoch auch fluviatile Terrassen, die niedrigere derselben ist zwar ganz unbedeutend, die höhere aber begleitet die Moräne auf charakteristische Weise bis zum Ende. Ich sehe in diesem Umstand einen Beweis für das Schwanken der Burkhan-Vereisung, eine interglaziale fluviatile Ablagerung. Meiner Ansicht nach sind die Seitenmoränen (im Raum zwischen Djagalmaj und Mustör Mittelmoräne) Ablagerungen der auf dem Rande des Arpa-Syrt sich ausbreitenden, fächerförmigen Endung der vereinigten Gletscher des Mustör und Djamalgaj. Nach dem Rückzug des Gletschers entstehen infolge fluviatiler Erosion zwischen den Moränen breite Täler und es kommt die Schotteranhäufung, welche das Niveau der höheren Terrasse bildet. Diese Anhäufung weist auf die Senilität des fliessenden Wassers hin. Die Erosion tritt dann verjüngt wieder in Tätigkeit und dies steht mit der Entstehung der in der Talung im Raume zwischen den alten Moränen etwa bis in die Höhe von 3250 *m* reichenden Stirnmoräne im Zusammenhang. Im benachbarten Mustör-Tale fand ich vollkommene Identität der Verhältnisse in Bezug auf das Landschaftsbild und den Aufbau. Verhältnismässig geringfügige pleistozäne Gletscherschwankungen andeutende Erscheinungen dieser Art bewogen Huntington zu der Annahme einer grossen Anzahl von Vereisungen. Die hier skizzierte Schwankung dürfte jedenfalls innerhalb der sogenannten Burkhan-Zeit vorsichgegangen sein.

8. Bitschanssu.

Der Tschitti-Pass der Fergana-Kette (3860 *m*) ist dem Namen nach auf den russichen Militärkarten schon seit Langem bekannt. Der östlich dieses Passes abfallende Nebenrücken ist die Wasserscheide des Arpa- und Bitschanssu, die beiden bilden nach ihrer Vereinigung den Alabuga-Fluss.

Unterhalb des Tschitti-Passes im Norden fand ich ein mächtiges Zirkustal, zweifelsohne glazialen Ursprungs. Aus dem Zirkustal mag in nordöstlicher Richtung ein kleinerer Eisstrom geflossen sein. Die Wasserscheide des Bitschanssu und Arpassu, der Tüssbel, liegt in 3130 *m* Höhe, ihr nördlicher Hang ist unterwaschen, steil, während sie sich gegen den Arpassu langsam und gleichmässig senkt. Am Nordfusse des Tüssbel beginnt in 2900 *m* Höhe der auf ausschliessliche Erosion des fliessenden Wassers hindeutende, V-förmige Talabschnitt. In 2540 *m* Höhe nehmen die fluviatilen Terrassen ihren Anfang.

Fast sämtliche Bäche des Bitschanssu entspringen aus glazialen Zirkustälern, die rezente Vereisung jedoch ist ausserordentlich gering. Vom 3100 *m* hohen Scharbel aus konnte ich auf der im Raume zwischen Arpa-Kaptschagaj und Bitschan-su sich erhebenden Gebirgsmasse einen einzigen kleinen Nischengletscher beobachten.

9. Das Kogart-Tal.

Der bestbekannte Pass der Fergana-Bergkette ist der 3100 *m* hohe Kogart, welchen bereits mehrere Forschungsreisende beschrieben. Die Länge des Passrückens beträgt nahezu 5 *km*. Er liegt auf einem gleichmässig 3100—3200 *m* hohen Bergrücken, zwischen zwei beiläufig 3400 *m* hohen Bergspitzen. Auf beiden Seiten dieses Rückens befinden sich Zirkustäler glazialen Ursprungs. Das Tor des westlichen Zirkus liegt in 2100 *m* Höhe, der östliche liegt etwas höher, etwa 2200 *m* hoch. Die Bergwände sind abgerundet, auf dem Osthang fand ich in 2800—2900 *m* Höhe typische Rundhöcker. Auf diesem Niveau befinden sich in der Bergwand Felsterrassen. Die Vereisung zeigt demnach zwei Zeitabschnitte, einen älteren, da das Eis die Zirkusse gänzlich erfüllte und einen jüngeren, da an den Wänden des Zirkustales bloss kleinere Vorhanggletscher vorhanden waren. Die klimatologische Schneegrenze mag in diesem zweiten Stadium zweifelsohne etwas tiefer gereicht haben, als in der im Süden von Muschketow besuchten Sseid-Gegend (3200 *m*), mindestens bis zur Höhe von 3100 *m*, dem tiefsten Punkte des Rückens. Den Boden des östlichen Zirkus bedeckt grober Schutt, dessen gemischtes Material den glazialen Ursprung wahrscheinlich erscheinen lässt.

Ich fand am Nordhang des östlichen Kogart-Tales, auf einer 2310 *m* hohen Scharte ähnliches grobes Geröll. Hier scheint bei vorherrschender sanfter Böschung die Annahme eines Bergrutsches ausgeschlossen. Kalksteinbrocken von der Grösse eines Kopfes liegen hier mit Phyllit, Kalksteinschiefer und dunkelgrauem Kalkstein vermengt. Der Schutt scheint identisch mit jenem zu sein, den ich als Material der am Boden des Zirkustales befindlichen Moräne antraf. Dieser Fund erlaubt anzunehmen, dass der Eisstrom des älteren Pleistozäns auf den Gebirgsrand geflossen sei. Der ältere pleistozäne Talboden, auf welchem der Eisstrom herausgekommen sein mag, befindet sich an diesem Ort bereits 300 *m* über dem heutigen Kogart-Tal. Nördlich des 2310 *m* hohen Passes besteht die Basis des gegen den Kaldamassu geneigten Tales aus Phyllit, Phyllitbreccia, dunkelgrauem Kalk, Kalkschiefer und weissem Kalkstein (die drei letztgenannten Gesteine sind karbonischen Alters), welchem ungefalteter Sandstein und Konglomerat aufgelagert ist, ein Resultat pliozäner Denudation. Infolge Vorhandenseins mächtiger Steinblöcke im Sandstein entstehen an den an Wasserrissen reichen Ufern Erdpilze und Erdpyramiden. Dem Sandstein sind diskordant, unregelmässig zerstreut, ungeschichtete Schottermassen aufgelagert, die fluvioglazialen Ursprungs zu sein scheinen. Der fluvioglaziale Schotter bildet ein sich ausbreitendes Hügelland, welches sich nicht nach den Tälern der Kaldama-Gegend richtet. Gegen den Togustorau zu wird es von an Mächtigkeit zunehmendem Löss bedeckt. Die heutigen Täler

sind in dem Hügellande durch Erosion entstanden. Aus umgelagertem Schotter wurden hier Terrassen gebildet. Ihre Zahl beträgt zwei.

Der Terrassen des westlichen Kogart-Tales soll im Zusammenhange mit dem Fergana-Becken an anderer Stelle Erwähnung getan werden.

10. Das Tschitti- und Bitschan-Tal.

Der 3860 *m* hohe Tschitti-Pass ist ein echter Kamm-Pass, auf dem felsigen, kammartigen Rücken befindet sich kein tiefer gelegener Einschnitt. Auf der Nordseite dieses Passes liegen tiefe Zirkustäler, mit nach Norden geöffnetem Tor: der Ssemiss (Bodenhöhe etwa 2700 *m*) und ein unbenannter Zirkus (Bodenhöhe 3000 *m*). Auf den Ost- und Westhängen des Rückens befinden sich Spuren glazialer Nischenhöhlungen, die Nebenrücken sind viel zu kurz, als dass sie echte Zirkustäler umfassen könnten. Unterhalb des Rückens des Tschitti-Passes zieht sich im Osten eine Längstalung hin, welche das Bitschan-Tal mit dem Arpa-Syrt verbindet. Ich fand für die Höhe des höchsten Punktes der Sohlenlinie der Talung 3130 *m*. Es ist dies der Tüsbel. Die Nordseite des Tüsbel endet mit einer steilen Bergwand, während sich an seiner Südwestseite ein gleichmässiges, leichtgeneigtes Trogtal hinzieht, in der Richtung gegen den Arpa-Syrt. Der pleistozäne Gletscher des Tschitti-Rückens reichte auf den Tüsbel herab, hierauf weisen auch die auf dem flachen Talboden zerstreuten Steinblöcke hin. In der Nähe seines Nordrandes, wo die Talung ihre grösste Enge erreicht, fand sich ein Gletscher der Fergana-Kette dem Eisstrome des Djaman-Dawan-Gebirges gegenüber. Auf diese Weise konnte die verdoppelte Erosion die Asymmetrie des Tüsbel hervorgebracht haben. In der Burkhan-Zeit mögen hier die Eisströme tiefer, etwa bis auf 2900 *m* herabgereicht haben, während sich auf der Südwestseite in 3050—3100 *m* die Spuren ihrer Endung vorfinden.

Auf der Westseite sah ich zwei schöne Trogtäler, Tajgak und Agatau mit Namen. Das Tajgak-Trogtal endet ebenfalls in einer Höhe von etwa 3000 *m*, mit einer steilen Talstufe. Der Boden des Zirkustales liegt 3270 *m* hoch. Die Länge des Burkhan-Gletschers mag 5 *km* überstiegen haben. Unterhalb der das Ende des Burkhan-Gletschers bezeichnenden Talstufe befindet sich eine Schlucht mit Nadelwald. In 2830 *m* Höhe weitet sich das Tal in V-Form wieder aus und befindet man sich hier schon in der Zone der Laubbäume.

In der Umgebung des Tschitti-Passes ist kein Firn vorhanden, der Rücken besteht bloss aus steilen Hängen, Felswänden. Oberhalb des Ssemiss-Tales jedoch beobachtete ich einen stumpferen, firnbedeckten Berg und auch in dessen Nachbarschaft einige Firnfelder, jedoch alle auf der Nordseite. Die Schneegrenze befindet sich demnach im Norden etwa in 3800 *m*, auf der Südseite jedenfalls über 3900 *m*. In der Burkhan-Zeit mag sie sich, angesichts der Sohlenhöhe und der Nischen

der Zirkustäler (im Norden 3000 *m*, im Süden 3270 *m*) nicht sehr viel von den Höhenwerten 3150—3200 *m* entfernt haben.

Zusammenfassung. Das neogene Becken des Grossen Narin und das benachbarte Atbaschi-Becken waren während der ganzen Eiszeit zweifelsohne vollkommen eisfreie Gebiete. Alamischitau, Kurpetau und Fergana-Kette sind jene Gebirge, auf welche sich meine auf die beiden Vereisungen der Akkija- und Burkhan-Zeit bezüglichen Feststellungen hauptsächlich stützen. Bezüglich der Altersbestimmungen der einzelnen Glazialspuren muss ich bemerken, dass es mir bloss auf der Nordseite des Kurpetau und in der Umgebung des Tschitti-Passes gelang, die Ausbreitung der Burkhan-Vereisung mit voller Sicherheit festzustellen. An diesen Orten ist die Grenze eine ganz scharfe. Auch in der Ulan-Gegend ist die Feststellung der maximalen Vereisung als sicher anzunehmen, auf Grund der Stirnmoränen des Djangidjir in 2900 und des Nord-Boguschti in 2500 *m*.

IV. Vergleichstabelle.

Täler	Obere Grenze der Steppengräser	Obere Grenze der Laubwälder	Obere Grenze der Nadelwälder	Untere Grenze der Schneefelder	Gletscherende	Grenze der V- und U-förmigen Täler	Stirnmoränen
1. Ulan	2570	?	3000	?	?	?	I. 2600?
2. Ulan-Bajbitsche	—	—	3000	3650	3900?	3090	?
3. Költör	—	—	—	?	?	2950	II. 2950
4. West-Djangidjir	—	—	—	3560	—	—	I. 2900, II. 3330
5. Nord-Boguschti	2500	–	3000	?	?	?	I. 2500, II. 3530
6. Basch-Keltebuk	2685	—	3000	4030?	?	3050	II. 3600
7. Taschrabat	2900	—	3000	4000?	–	3030	—
8. Ssujok-Arpa	2350	—	2800?	3900	3950	3400	—
9. Djagalmaj-Arpa	2350	—	2800?	3900	3600—700	3200	—
10. Bitschanssu	2350	—	2900	3700	?	2900	—
11. Ost-Kogart	2100	—	2300	—	—	?	—
Fergana:							
12. West-Kogart	1800	?	2100	—	—	?	—
13. Tschitti	2400	2830	3000	3700	—	3000	—

E) Die Üsüngegusch-Akssaj-Tschatirkul-Gegend.

1. Üsüngegusch-Karassaj.

Im Raume zwischen dem Süd-Borkoldaj-Gebirge und dem „Bedel-Bogen“ (Keidel) des Kokschaltau ist die Üsüngegusch-Talung gelegen. Über das Vorhandensein dieser 70 *km* langen Talung von 20—30 *km* schwankender Breite war uns vor meiner Winterreise im Jahre 1906 garnichts bekannt. In glaziologischer Hinsicht gehört dieses Gebiet

zweifelsohne zu den interessantesten Gegenden des Tienschan, dem die nach mir kommenden Reisenden in erster Linie ihre Aufmerksamkeit zuwenden müssen. Überhaupt wird die 250 *km* lange Gebirgskette des Kokschaltau als eine sowohl hinsitlich pleistozäner, als auch rezenter Vereisung nunmehr, nach den Forschungen Friederichsen's, Huntington's, Machatschek's und den meinigen am wenigsten bekannte und an glaziologischen Daten reichste Gegend, in Zukunft das dankbarste Gebiet für ähnliche übersichtliche Aufnahmen bilden. Umsomehr, als ich ja auf meiner Reise im Jahre 1906 nicht einmal ein Aneroid besass, so dass die Gruppierung der beobachteten Phänomene nach deren Niveau nicht einmal annähernd möglich war. Trotzdem aber teile ich hier, dem Rate v. Richthofen's folgend,[1] die auf Hunderter abgerundeten Daten mit.

Der flache, beiläufig 3600 *m* hohe, die Täler des Bosdjalpak und Karassu scheidende Pass ist ein aus den die ganze Üsüngegusch-Bedel-Talung ausfüllenden roten Konglomeraten ausgewaschener, flacher Rücken. Gegen Westen wird das erwähnte, etwa 3600 *m* hoch gelegene Plateau des roten Konglomerates durch fluviatile Erosion zerstückelt. Der Hauptfluss, der Karassaj strebt dem Südrande der Konglomerat-Füllung zu, so dass die ausgewaschenen Rücken quer zu der Talung gerichtet sind. Die zwischen diesen befindlichen Quertäler vertiefen sich gegen Westen zu allmählich. Ansehnliche Firnfelder des Süd-Borkoldaj-Gebirges speisen diese Talungen mit ihren Schmelzwässern und ist somit die Intensität der Erosion keine geringe. Die Nebenflüsse sind: Itschkessu, Aschussu, Kajnar, Emegen, alles Flüsse mit breitem Bett, schotterreichem Inundationsgebiet, ohne Terrassen. Das Tal des Itschkessu ist reich an romantischen Konglomerat-Ruinen, welche an die Felsgebilde der Sächsischen-Schweiz erinnern. In dieser Gegend gehen alle glazialen Talformen schnell zugrunde und der eisverfrachtete Schutt wird schnell verschüttet. Die Tätigkeit der Gletscher des Süd-Borkoldaj-Gebirges wird auf diesem lockeren Untergrund und bei einer Schuttbildung von solcher Grösse kaum leichterdings erkenntlich sein. Dazu kam noch, dass gelegentlich meines Besuches dieser Gegend alles von Schnee bedeckt war. Möglicherweise ist dieses Fehlen der Glazialformen in der Üsüngegusch-Karassaj-Talung ein negativer Beweis für die Vereisung, denn in einem Tal, dem Tassmadschon, fand ich eine schöne Trog-Form.

Im Raume zwischen Üsüngegusch und Karassaj befindet sich ein

[1] „Es ist aber weit befriedigender, auf einer Karte des Reiseweges die relative Höhe der Gipfel in einem Bergzug beispielsweise, zu 2000 *m* mit einer möglichen Irrung von 200 *m* zu viel oder zu wenig, angegeben zu sehen, als deshalb, weil der Verfasser aus übermässiger Gewissenhaftigkeit nur das genau Bekannte angebracht hat, in der Vermutung über die Höhe des aufgezeichneten Gebirges von 500 *m* bis 3000 *m* schwanken zu müssen". Neumayer's Anleitung zu wiss. Beob. auf R. III. Aufl. p. 231.

reich gegliederter Bergrücken von wenigstens 4600—4800 *m* Höhe, auf welchem sich auch heute noch Gletscher befinden. Die Schneegrenze ist hier heute jedenfalls höher gelegen, als in den benachbarten Gebieten im Westen, Norden oder Osten. Ich schätze ihre Höhe auf der Nordseite auf 4100 *m*, sie dürfte kaum niederer verlaufen. Am Nordfusse dieses Bergrückens befindet sich ein tiefes Schluchttal, in welches sich die Schmelzwässer der Nischengletscher des vorerwähnten Bergrückens ergiessen. Das Schluchttal durschneidet auch die, nach dem sie aufbauenden roten Konglomerat „Kisil-bel“ benannte Gegend, ich nenne es daher Kisilssu. Das Schluchttal des Kisilssu ist aussergewöhnlich tief. Ich schätze die Tiefe im Gebiete des Kisilbel auf 300 *m*, 5 *km* weiter talwärts auf 500 *m*. Die Schlucht des Kisilssu scheidet das erwähnte Hochgebirge von dem Plateau-ähnlichen, flachen Trogtal des Tasmadschon. Wenn wir die teilweise auch heute noch vereisten Trogtäler des Hochgebirges und den Trog des Tassmadschon zusammen betrachten, werden wir gewahr, dass sich bloss die Kisilssu-Schlucht zwischen zwei, einst einheitliche Berghangabschnitte einkeilt. Das Tasmadschon-Trogtal war zweifelsohne einstmals von Eis bedeckt. Hier herrschte pleistozäne Vereisung, auch ihre Spuren jedoch gehören in die Kategorie der unsicher umschriebenen, der verwischten. Ich betrachte diesen Trog als einzigen Rest der Burkhan-Vereisung, den ich in dem inneren Gebiet zwischen den beiden Gebirgsketten wahrnahm. Auf dem über den Kisilssu sich erhebenden Hochgebirge kann man gut beobachten, dass die glazialen Zirkustäler der Burkhan-Zeit unter die heutigen Nischen-Gletscher weit herabreichen, welche dort 3500—3600 Meter, das heisst gerade das Niveau des Kisilbel mögen erreicht haben.

2. Der Tura-Gletscher und der obere Abschnitt des Üsüngegusch.

Der Tschong-Tura-Gletscher gehört, abgesehen von den Riesen der Khantengri-Gegend in die Gruppe der grössten Eisströme des Tienschan. Seine Länge beträgt mindestens 15 *km*, ich selbst legte einen Weg von 6 *km* auf seinem Rücken zurück. Aus mächtigen, zwischen über 5000 Meter sich erhebenden Gebirgsrücken gelegenen Zirkustälern kommend, vereinigt er zahlreiche Zweige und reicht in Begleitung mächtiger Seitenmoränen, wenigstens bis auf 3300 Meter herab. Sein unterer Abschnitt wird auf einer Strecke von 2 *km* vom Schutt bereits vollkommen bedeckt. Unterhalb des Tschong-Tura traf ich ein breites Trogtal, mit verschüttetem Seebett auf dem Talboden und unterhalb desselben, etwa in 3050 *m* Höhe eine gut erhaltene, vollständige Stirnmoräne. Die Entfernung der Stirnmoräne vom heutigen Gletscherende beträgt beiläufig zwei Kilometer. Auch bei der Tschong-Tura-Mündung befindet sich ein mächtiger Moränenhügel. Der wasserreiche Fluss,

dessen Überschreitung in der zweiten Hälfte des Novembers, als die Temperatur bereits seit Wochen auf — 15—20° C gesunken war, noch immer keine leichte Sache ist, hat sich ein breites Bett in die Moräne gewaschen. Die Hügelrücken erheben sich wohl auf mehr als hundert Meter über den Fluss, auf ihnen liegen grosse Blöcke (5—10 *m*³) zerstreut.

Der Üsüngegusch-Fluss gelangt unterhalb der Tschong-Tura-Mündung in ein engeres, trogähnliches Tal. Es scheint mir, dass sich hier noch das Bett des Gletschers der Burkhan-Zeit fortsetze. Westlich des Tschong-Tura folgt in 5 *km* Länge das moränenbedeckte, breite Tal des Üsüngegusch. Der erste Nebenfluss desselben ist oberhalb des Tschong-Tura der Kitschine-Tura. Zwischen Tschong-Tura und Kitschine-Tura, in der Nachbarschaft des Kitschine-Tura sind die Moränenhügel verwaschen, terrassiert, unmittelbar hinter dem Kitschine-Tura jedoch erhebt sich wieder eine Stirnmoräne von ziemlicher Ausdehnung. Es scheint die letztere nicht eine Stirnmoräne des Kitschine-Tura, sondern eine der verlassenen Stirnmoränen des Haupttales des Üsüngegusch zu sein, jedenfalls stammt sie aus der Burkhan-Zeit.

Oberhalb der Üsüngegusch-Stirnmoräne, in der Höhe von einigen hundert Metern erhebt sich ein burgruinenförmiger Felsturm, von den Kirgisen Kisilompol genannt. Kisilompol besteht aus roten Konglomerat-Bänken, Reste eines die ganze Üsüngegusch-Gegend einst in grosser Mächtigkeit bedeckenden Gesteins. Dieser Konglomerat-Koloss sitzt auf einem Kalkstein-Rücken des unteren Karbons. Ich kletterte, das Heulen des Windes nicht achtend, welcher auf den Felsscharten des Kisilompol eine höllische Musik hervorbrachte, zu dem Fusse des Kisilompol empor. Hier bot sich mir ein volles Rundbild. Die Höhe des Kisilompol dürfte nach meiner Schätzung 3600 *m* betragen. Die Eisströme des Kitschine-Tura entspringen aus einem mit Firn vollkommen bedeckten Gebirge und enden heute in einem Niveau (3600 *m*) mit dem Aussichtspunkte. Unterhalb der Gletscher folgen konvergierende Trogtäler, deren Vereinigung den Kitschine-Tura bildet. (S. Földr. Közlem. 1908., p. 21—23. u. Fig. 8.)

Die Üsüngegusch-Talung ist auch westlich des Kitschine-Tura ein moränenbedecktes Trogtal. Es wird auch heute von den Schmelzwässern 5—10 *km* langer Gletscher gespeist. Diese Gletscher dürften in der Burkhan-Zeit das anderthalb Kilometer breite Üsüngegusch-Tal zweifelsohne vollkommen ausgefüllt haben.

Das geräumigste Tal des Üsüngegusch ist der Trog des Kössu, den ich zweimal beging. Der Trog des Kössu ist ein Teil des bereits erwähnten Kogeletschab-Syrt. Die Höhe der Wasserscheide des Kilentajrak (Narin-Karakol) und des Kössu beträgt nicht mehr, als 3700 *m* und ist ein flacher, mit Seen reichlich besetzter Moränenrücken, von welchem der Burkhan-Gletscher nach Norden bis auf nahezu 3000

m herabreichte. Das heutige Tal des Kössu entwickelt sich aus dem die Gewässer scheidenden Rücken allmählich zu einem Trogtal mit flachem Boden und in einer Länge von 12 *km* fliesst sein Bach in seinem rasenbewachsenen, mit Granitblöcken besäten Bett sich windend dahin. Im Norden lagern die Schmelzwässer der von der plateauartigen Firnmasse des Süd-Borkoldaj-Gebirges herabhängenden kleinen Gletscher einen sumpfigen Schuttgürtel ab, während im Süden sich ein trockenes, welliges Hügelland ausbreitet. Die grossen Eisströme des Kokschaltau senden heute ihre Gewässer in das hinter diesem Hügelland gegrabene, tiefe Bett. In 3450 *m* Höhe schneidet der Kössu bereits einen Cañon in den Talboden und stürzt sich nach einigen Kilometern schäumend in das übertiefte Üsüngegusch-Tal. (S. das Panoramabild in Földr. Közlem., 1907, Taf. XVI.)

Es ist bezeichnend, dass ich am Rande des Süd-Borkoldaj-Gebirges, sowie auf dem Durchschnitt des Kilentajrak-Tales keinen Granit vorfand. Die Granitblöcke des Kössu mögen vielleicht mit den Kokschaltau-Gletschern an ihrem jetzigen Ort gelangt sein. Der am Nordfusse des Kokschaltau sich gegen den Üsüngegusch, bezw. gegen den Akssaj hinziehende Graben wiederum, welcher seine heutigen Schmelzwässer ableitet, konnte nicht in der Burkhan-Zeit entstanden sein, da diese Vereisung bei ihrer nicht überaus bedeutenden Ausdehnung nicht fähig gewesen wäre, eine so grosse Arbeit in verhältnismässig kurzer Zeit zu vollenden. Ich muss also auch hier Spuren zweier Vereisungen annehmen.

Die Rekonstruktion des Werdeganges der Üsüngegusch-Talung ist voll und ganz nur auf Grund eingehenden Studiums der dortigen Konglomerate möglich. Das rote Konglomerat zeigt sich von Westen her in 3500 *m* Höhe über dem Cañon des Kössu. Von hier beginnend befindet sich das Trogtal des Kössu auf den roten Konglomerat-Bänken und sein Cañon ist in dieselben eingeschnitten. Die Sohle des Kisilompol befindet sich in 3600 *m* Höhe und besteht aus nach Norden einfallenden Bänken. Auch an der Nordseite des Üsüngegusch kann man überall die Schichtenköpfe der nach Norden einfallenden (10—15°) Konglomerat-Bänke beobachten. Dasselbe kann unterhalb des Karakosu-Passes beobachtet und auf dem benachbarten Krkmojnok nach Osten bis zum Bedel verfolgt werden. Grünlichgrauer Sandstein befindet sich zu unterst, auf diesem folgt das nach Norden zu sich auskeilende rote Konglomerat, dann wieder der vorerwähnte Sandstein, endlich, nun schon in bedeutender Mächtigkeit neuerdings roter, oft ganz hellroter Sandstein und Konglomerat. Auf den ersten Blick lässt sich erkennen, dass das Konglomerat unmittelbar vor der pleistozänen Vereisung am Nordfusse des Kokschaltau einen zusammenhängenden Schuttgürtel bildete. Akssaj, Üsüngegusch und Akschirjak bildeten demnach auch im Pliozän eine zusammenhängende Talserie. Am mächtigsten sind die Konglomerate vor den

Bergriesen des Tschong-Tura, hier liegen sie sogar noch in 4000 *m* Höhe, auch der Kisilompol ist an die 3800 *m* hoch. Dieser Ort der Schuttzone mag einst sicherlich eine Wasserscheide in der Talserie gebildet haben. Das Schluchttal des Üsüngegusch ist bei der Durchschneidung des Kokschaltau auch auf die obersten Konglomerat-Bänke ohne Einfluss, war also zur Zeit der Ablagerung derselben noch nicht vorhanden. Befindet sich doch der mächtigste Schutt gerade der Schlucht gegenüber. Nun sind aber alle Täler von heute in das aus dieser Schuttzone gebildete Konglomerat eingebettet. Die Spuren der aus der Ablagerungszeit des roten Konglomerats stammenden Taloberfläche sind auf den plateauartigen Bergen des Üsüngegusch zwischen dem Aktasch und den Tura-Bergriesen gut erkennbar. Hier stimmen alle Felsplateaustücke mit dem Fallen der Konglomerate überein. Auch die zweite Taloberfläche, welche nach den Konglomeraten entstand, lässt sich gut aus den Rücken ausnahmslos identischer Höhe der Karassaj-Gegend rekonstruieren. In dem nach Norden sich neigenden Schuttgürtel bildete sich eine zwischen 3800—3400 *m* gelegene, SW—NE gerichtete Talreihe (S. Reiseskizz. aus Zentralasien, VII., Földr. Közl. 1907, p. 21—23., Fig. 8.).

Die heutige Verbreitung der Konglomerate, besonders die vielen, wiederholt umgelagerten, roten Konglomerate in der Bedel-Gegend deuten darauf hin, dass die Neigungsrichtung des Tales NE war. Der dritte und vierte Zeitabschnitt im Lebenslauf dieser Talung ist die Entstehung der Üsüngegusch-Schlucht und die totale Vereisung. Diese beiden Zeitabschnitte können allenfalls auch einen einzigen bedeuten, natürlich können jedoch ohne Kenntnis der Üsüngegusch-Schlucht diesbezüglich keinerlei Folgerungen gezogen werden. Im dritten-vierten Zeitabschnitt entsteht unmittelbar am Fusse des Kokschaltau der neue Cañon. In Anbetracht dessen, dass wir aus dem Gebiete des Kössu eine, wenigstens einigermassen wahrscheinliche Angabe darüber besitzen, dass der Cañon jüngeren Alters ist, als die erste (Akkija) Vereisung, darf angenommen werden, dass etwas weiter östlich, in der Gegend des Üsüngegusch-Karassaj der neue Cañon aus demselben Grunde entstanden sei. Demnach wäre also auch der Üsüngegusch-Durchbruch pleistozänen Alters. Die Folgerungen weiter zu führen wäre nur mit Zuhilfenahme der Phantasie möglich. Erwähnen muss ich jedoch, dass der Üsüngegusch-Durchbruch zu Beginn der Ablagerung der roten Konglomerate vielleicht bereits vorhanden gewesen sein mag, er wurde bloss verstopft; hierauf erstrecken sich meine Erörterungen nicht.

Sicher jedoch ist, dass die roten Konglomerate in ihrer Totalität tertiären Alters sind.

3. Süd-Akkorum und Karakorum.

Die Höhe des die Wasserscheide des Djangidjir und Müdürüm (Mudurum) bildenden Akkorum-Passes beträgt 3600 *m* und wird, wie

ich bereits erwähnte, durch den Boden eines geräumigen, glazialen Zirkustales gebildet. In der östlichen Nachbarschaft dieses Zirkus befindet sich ein anderes Zirkustal ähnlicher Grösse. Die beiden Zirkustäler besitzen einen gemeinsamen Ausgang gegen den Kogeletschab-Syrt zu, wo unmittelbar an der Pforte des Tales eine ausgedehnte glaziale Schuttregion ihren Anfang nimmt. Das kurze, aus den beiden Zirkustälern führende Quertal ist ein ausgesprochen U-förmiges Trogtal, auf dessen Boden sich bereits ein breiter, durch die Erosion des fliessenden Wassers auf 30—50 *m* vertiefter Graben befindet. Im Inneren des Zirkus erheben sich abgerundete, breite Bergrücken von einigen



Fig. 41. Grundmoränengebiet des Kegeletschab vor dem Tor des Akkorum-Tales.

hundert Metern relativer Höhe. Aus den Nischentälern der 4200—4300 *m* hohen Bergrücken, die den Rand des östlichen Zirkus bilden, blinken ansehnliche Firnfelder hervor. Ich schätze die Höhe ihres unteren Randes auf 4100 *m*. Am Talausgang befindet sich keine ausgesprochene Stirnmoräne, es sind da bloss unregelmässig zerstreute Moränenhügel in etwa 3500 *m* Höhe vorhanden. Ich glaube annehmen zu dürfen, dass wir es hier doch mit den verwaschenen Resten einer Stirnmoräne zu tun haben.

Die Wasserscheide der Kilentajrak-Gegend befindet sich etwa in einer Entfernung von 27 *km* vom Eingang des Süd-Akkorum-Tales ent-

fernt. Gegen Osten breitet sich das breite Plateau des Kogeletschab-Syrt aus. (Fig. 41.) Dieses Syrt-Plateau ist jedoch nicht im entferntesten eine ebene Fläche, sondern es wechseln auf ihm, wie das eine Beilage meiner „Utazásaim Belső-Ázsiában" betitelten volkstümlichen Reisebeschreibung bildende, von Josef Árpád Déry nach meinen Skizzen gezeichnete Bild zeigt, breite, flache Taltröge mit ausgedehnten Hügelrücken ab. Tröge und Hügelrücken breiten sich in der Längsrichtung der Talung aus und in der Nähe des Kilentajrak sind zwischen ihnen dunkle Seen zu Dutzenden vorhanden. Aus den Bergrücken erhebt sich nirgends anstehender Fels, sie sind aus vollkommen lockerem Schutt aufgebaut. Dieses Bild zeigt die Landschaft auch 3—3½ *km* westlich des Einganges des Akkorum, woselbst plötzlich eine Talstufe folgt und eine Terrassengegend ihren Anfang nimmt. Der Fuss des Westrandes dieses Moränengebietes liegt in 3400 *m* Höhe und ist 30 *km* von der Kilentajrak-Wasserscheide entfernt. Die Moränenanhäufung auf dem Talboden nimmt hiemit ein Ende, sie beschränkt sich weiterhin im Westen nur mehr auf die Ränder der Gebirgshänge. Es kann mit voller Sicherheit festgestellt werden, dass sich hier die Grenze der Burkhan-Vereisung des Kogeletschab-Syrt befindet. Das Gefälle des breiten, mächtigen Pleistozän-Gletschers betrug auf einer Strecke von 30 *km* höchstens 300 *m*.

Die Gewässer der Westhälfte des Kogeletschab-Syrt sammelt heute der Karakorum-Fluss. Die mächtigen Eisströme des Kokschaltau speisen diesen. Vierzehn-fünfzehn Gletscher von einzeln 5—8 *km* Länge reichen aus den nördlichen Zirkustälern des Kokschaltau auch heute noch herab auf den Rand des Kogeletschab-Syrt. Im Pleistozän aber war das ganze Gebirge vom Scheitel bis zur Sohle von Firn bedeckt. Die heute bereits firnfreien, tiefer herabreichenden Rücken selbst sind durchwegs abgescheuerte, eisgeschliffene Rippen.

Bis an den Moränenrand in 3400 *m* Höhe fliesst der Karakorum-Fluss in einem sich allmählich verbreiternden Bett. Sein Gefälle ist auch heute ein geringes. Von da an ist sein Bett breit, schotterführend und in mehrere Zweige geteilt. Sein erster rechtseitiger Nebenfluss, der Kenssu, gelangt in einem tiefen Bett herab zu ihm. Das westlich des Akkorum sich hinziehende Gebirge, in welches das Längstal des Balikssu eingebettet ist, nenne ich nach Sjewerzoff Ssaritasch-Gebirge, wenngleich den Kirgisen dieser Name nicht bekannt ist. Die Südkette des Ssaritasch-Gebirges ist im Raume zwischen Balikssu und Müdürüm, heute allem Anscheine nach vollkommen firnfrei. Zwischen Müdürüm-Karakorum und dem Ssaritasch-Gebirge erhebt sich ein 2—3 *km* breites, weiter westlich sich noch mehr erweiterndes Felsplateau in 3200—3400 *m* Höhe, welches, wie es scheint, mit einer Länge von 45 *km* bis in die Gegend des Araschanbel reicht. Granit, Glimmerschiefer, Karbonkalk tauchen aus dem Schutt empor und die Decke des Plateaus ist ebener

als die des Kogeletschab-Syrt, wenngleich ebenfalls gewellt. Die Grenzlinie zwischen dem Plateau und dem Ssaritasch-Gebirge ist lange nicht scharf, lässt sich jedoch entschieden feststellen, was der Ur-peneplain-Form widerspricht. Auch dieses Plateaustück, das den Eindruck hervorruft, als wäre es abgehobelt, ist eine jener Erscheinungen, die ich geneigt wäre auf die Einwirkung der Akkija-Vereisung zurückzuführen. Die Feststellung der alten Vereisung ist auch hier sehr schwer, da die der pleistozänen Vereisung vorangehende Abtragungs-Periode mit ihren auch heute noch gut eruierbaren Formen, den oftmals

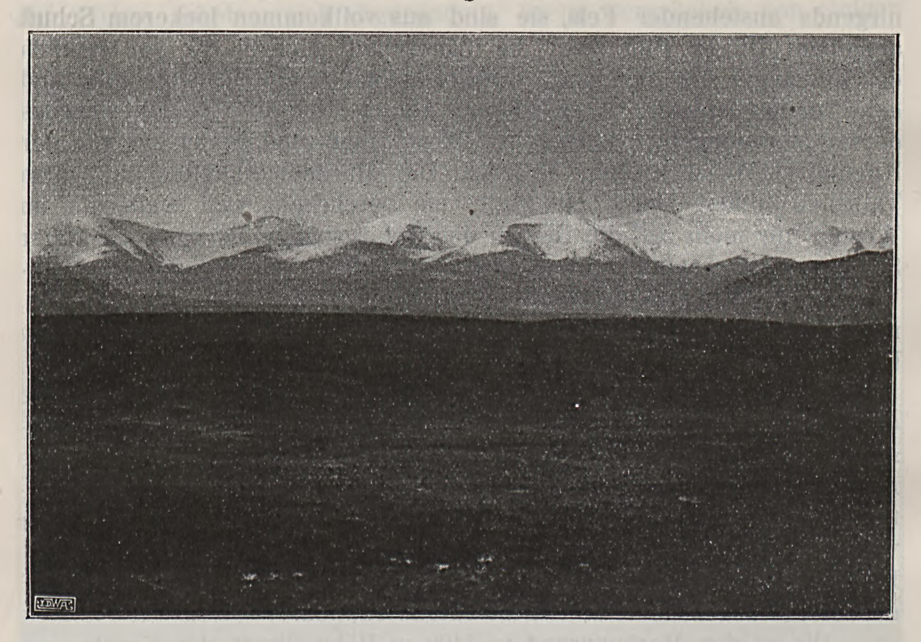


Fig. 42. Nischentäler des Karakorum-Gebirges.

identischen Oberflächenstücken sehr leicht Irrungen verursachen kann. Auf der Nordseite des Kokschaltau sind aus der Entfernung einzelne Plateaustücke sichtbar, grösstenteils jedoch in 4000 *m*, ja sogar noch bedeutenderer Höhe und sind in letzterem Falle von Firn bedeckt. Diese Plateaustücke erheben sich oberhalb der Gebirgsrücken und wurden niemals von der abscheuernden Tätigkeit des Gletschers betroffen, da auf ihnen der Firn unbewegliches Tafeleis bildet. Oder wenn auch irgend eine Firnmasse in Bewegung gerät, so kann diese an dem Plateaucharakter doch kaum eine Veränderung hervorbringen.

Der im Karakorum in 3250 *m* Höhe fliessende Djamani'schke gelangt ebenfalls zwischen solchen Schutthügeln auf den Syrt hinaus, welche auf eine Stirnmoräne hinweisen. Die Nebenrücken des Kokschaltau tragen eine prächtige Reihe firnerfüllter Zirkusse (Fig. 42.) und hier

zwischen den Tälern Djamanitschke und Tujuk-Kogart in 3400—3500 *m* Höhe fand ich eine mächtige Moränen-Anhäufung pleistozänen Alters.

4. Nord-Kokschal-Kogart.

Der Rücken des Kokschaltau wurde westlich des Bedel-Passes noch niemals von einem Forscher überschritten. Darum eben strebte ich (9. Sept. 1919.) dem meines Wissens einzigen Passe des Kokschal zu, welcher nahezu 150 *km* vom Bedel entfernt gelegen ist. Die Höhe des „Kogart" genannten Passes des Kokschal beträgt nach meinen Messungen 4060 *m*.



Fig. 43. Moränengebiet vor dem grossen Trogtal des Nördl. Kokschal-Kogart.

Unterhalb desselben zieht sich ein kleines Firnfeld bis zur Höhe von 3830 *m* herab, dann folgt ein kleiner Taltrog. Letzterer trifft in 3640 *m* Höhe mit einen anderen, ähnlichen zusammen. In 3300 *m* Höhe verwandelt sich der Taltrog in ein auf fluviatile Erosion hinweisendes, steilwandiges Tal, obzwar dieses mehr cañonartig ist, als V-förmig, während südlich dieses Punktes sich ein typisches U-förmiges Tal hinzieht. Auf der Westseite des Tales erhebt sich ein etwa 4500 *m* hoher Berggipfel und ein sich auf diesen stützender, 4200 *m* hoher Gebirgsrücken. Rings um den Berggipfel entstehen Eisströme, welche ebenfalls bis auf 3800 *m* herabreichen. Auch am Fusse des Gebirges werden die Schuttkegel bis zu ähnlicher Höhe mit Firn bedeckt.

Östlich des Nord-Kokschal-Kogart-Tales, auf der Nordseite der Gebirgskette reihen sich Zirkus- und Nischentäler aneinander, die heute

vom Firn bedeckt sind, aus denen jedoch in der Burkhan-Zeit Eisströme bis an den Fuss des Gebirges vordrangen. Der moränenbedeckte, abgescheuerte Gebirgsrand ist ein verschüttete kleine Seebecken aufweisendes Vorgebirge, mit Bodenwellen zeigender Oberfläche.

5. Das Süd-Boguschti-Tal.

Unterhalb des vorher schon erwähnten, 3860 *m* hohen Boguschti-Passes vereinigen sich in 3360 *m* Höhe zwei firnfreie, oder doch bloss unbedeutende Firnfelder enthaltende, konvergierende Zirkustäler. An den Wänden der Zirkustäler befinden sich verschieden grosse Nischentäler in grosser Anzahl. Auf dem Talboden befindet sich ansehnliche Schuttanhäufung. Das Gefälle des Ableitungstales ist gering. In 3570 *m* Höhe ist das Haupttal bereits übertieft, ein östliches Seitental erreicht in einer Schlucht mühsam den Süd-Boguschti. Hinter dieser Schlucht jedoch zeigt sich ein in der Burkhan-Zeit ebenfalls gletscherführendes Zirkustal. Die Pforte des Tales befindet sich am Rande des Akssaj-Syrt in 3440 *m* Höhe und es breitet sich hier eine Burkhan-Stirnmoräne von bedeutender Ausdehnung aus.

6. Das Nord-Terekti-Tal und seine Umgebung.

Der Terekti-Fluss (Oberlauf des Akssaj) entspringt im Terektintau-Gebirge. Dieses Gebirge ist auf der Petermann'schen Karte nach Angaben der ersten russischen Forscher als vergletschert dargestellt. Zwar kenne ich nicht das ganze Gebirge, ich habe jedoch einen grösseren Teil desselben gesehen, als die mir vorangegangenen Reisenden und ich bin der Ansicht, dass auf der Nordseite des Gebirges sich nur ganz unbedeutende Firnfelder befinden können, während auf der Südseite ganz sicher auch hiefür die Möglichkeit nicht vorhanden ist. Jedenfalls ist diese Erscheinung auffallend, da Reinthal für die Höhe des Terekti-Passes 3840 *m* findet, während ich gelegentlich der Höhenbestimmung des unweit gelegenen Kiptschak-Passes 3980 *m* erhielt. Nordöstlich des Kiptschak-Passes erhebt sich der Rücken des Terekti-Passes zu 4200—4400 *m* Höhe und ich fand ihn firnfrei. Anfangs Juni sah ich bloss kleine, abgesonderte Schneefelder, während um diese Zeit auch im Üjürmentau der Schnee noch auf 3600 *m* Höhe vorhanden war.

Im Pleistozän jedoch war auch das Nord-Terekti-Tal vom Gletschereis erfüllt. Nördlich des Hauptrückens, in etwa 6 *km* Entfernung, verläuft parallel zu diesem ein zweiter, heute bereits zerstückelter Gebirgsrücken, das „Korumdu-Gebirge" der Petermann'schen Karte. Diese Gebirgskette durchbricht der Terekti-Bach in einer 3640—3710 *m* hoch gelegenen, durch fluviatile Erosion entstandenen Schlucht. Zwischen der Schlucht und dem Hauptwasserscheiderücken befindet sich ein geräumiges Zirkus-

ähnliches Tal. Bekanntlich ist letzteres eine im Tienschan bekannte und häufige Erscheinung, weshalb ich ihr auch Aufmerksamkeit schenkte. Der Hauptrücken befindet sich etwa 10 *km* von der Schlucht entfernt, das Gefälle aber beträgt insgesamt 130—300 *m*. Das Material des Schuttes ist stellenweise überaus bunt, während ich grössere Blöcke nicht beobachten konnte. Die Verhältnisse des Bodenreliefs bieten wenige Stützpunkte, denn die Furchen der der Urpeneplain-Oberfläche ähnlichen Berghänge, wenn sie auch breit sind, sind sie doch nicht genügend übertieft. Alldies in Betracht ziehend und ermutigt durch die ausserordentlich grosse Höhe über dem Meere, muss ich in dem bezeichneten Masse eine Vereisung voraussetzen. Die Vereisung ist jedenfalls die der Burkhan-Zeit und einer jener wenigen Orte, wo ich dies nicht im ersten Augenblicke feststellen konnte.

Unterhalb der Schlucht erweitert sich das Tal und es breitet sich hier in 3600—3500 *m* Höhe und nahezu 6 *km* Länge ein aufgeschüttetes Seebett aus. Zwischen den Niveaus von 3600—3500 *m* fliesst der Terekti in seinem von Terrassen begleiteten Bett, dann dehnen sich die Terrassen aus und das Bett verwandelt sich in eine $1^1/_2$—2 *km* breite Schotterebene. Dasselbe wiederholt sich noch zweimal bis an den Nordrand des KAULBARS'schen Kuldschabasch-Zuges. Der Fluss wird in einen kurzen Felscañon von geringen Dimensionen gezwängt, um sich nachher wieder auszubreiten. Auf glaziale Ablagerungen des Pleistozäns bin ich im unteren Abschnitt des Tales nicht gestossen.

7. Das Kokkija-Tal.

Parallel zu dem Terekti-Tale fliesst der aus derselben Gebirgskette entspringende Kokkija-Fluss auf einer Strecke von nahezu 40 *km*. Hier ist unter dem Namen Kokkija ein Teil der Gegend des Weidegebietes zu verstehen. Der Fluss selbst wird verschiedentlich benannt (Korumdu, Koschkarabel, der unterhalb des Sees befindliche Abschnitt Köl-ssu etc.), da ihn jedoch SJEVERZOFF in dieser Form in die Literatur eingeführt, werde auch ich ihn so erwähnen. Ich besuchte das Tal im Dezember des Jahres 1906, leider ebenfalls ohne Höhenmessinstrumente, die Höhen sind demnach mit Zuhilfenahme der SJEWERZOFF'schen Daten und jener der 40-Werst-Karte geschätzt.

Die Wasserscheide des Kokkija-Quellgebietes erreichte ich am Karabel. Die Höhe dieses Passes mag etwa 3800 *m* betragen. Von Vereisung fand ich keine Spur. Das Tal ist spärlich mit Geröll bedeckt, felsig, die Felsen sind verwittert, regellos zerstreut, hervorstehend. Die Form des Tales ist weder die des U, noch die des V, die Erosion wirkt langsam und ist auch heute noch unbedeutend. Derart gestaltet sind auch die strahlenförmig sich vereinigenden übrigen Täler, ausgenommen vielleicht das Korumdu-Tal, welches, wie es scheint, in der Entfer-

nung eine schöne Troggestalt annimmt. Gestützt auf meine Erfahrungen, glaube ich annehmen zu dürfen, dass sich im Quellgebiet des Kokkija, trotz dessen grosser Höhe, während der Burkhanzeit bloss sehr unbedeutende kleine Firnfelder und unterhalb des Hauptrückens des Terktintau einige kleinere, höchstens bis auf 3700—3800 *m* herabreichende Gletscher bildeten. Diese meine Beobachtung steht in vollem Einklang mit dem, was ich im Terekti-Tale erfahren habe.

Die strahlenförmig zusammenlaufenden, im Dezember nicht einen tropfen Wasser führenden, also ausschliesslich durch Schneewasser genährten Bäche treffen sich am Ufer des Kokkijaköl. Das Niveau des Kokkija-Sees mag sich in einer Höhe von 3350 *m* befinden und entstand infolge Einsturzes des unterirdischen Ganges des Kokkija-Baches. Das Kokkija-Gebirge ist ein schmaler Karbonkalk-Horst, entzwei geteilt durch die Schlucht des Kokkija-Sees. Das Dach des Kokkija-Gebirges ist flach, mindestens 4400 *m* hoch und mit Firn bedeckt. In der Richtung gegen die Schlucht des Sees zu hängen zwei kleine Vorhanggletscher an der Felswand herab. Den Nordausgang der Schlucht versperrt ein mächtiger Schutztdamm. (S. Reiseskizz. aus Zentralasien, VIII., Fig. 2—4. Abrégé du Bull. Soc. Géogr. Budapest, 1908.)

Ich fand, dass der Damm durchwegs aus hellgrauem, dem Gesteinsmaterial der gegenüber liegenden Felswände des Kokkijatau entstammenden Karbonkalk besteht, so dass ich seine Entstehung auf einen Bergrutsch glaube zurückführen zu müssen. Eigentümlich ist jedoch der Umstand, dass die abgerutschte Masse genau im Eingang zum Schluchttal liegt, wie die Tschakirkurum-Stirnmoräne vor ihrer vollkommen ähnlichen Schlucht.

Das westlich letzte, sich in grösserem Masse erhebende Horststück des Kokkijatau ist oben ebenso flach, als seine östlichen Angehörigen, ist jedoch heute bereits firnfrei. Schon aus weiter Entfernung sieht man, dass sich auf dem flachen Dache ein gegen den Rand zu sich mehr und mehr ausgestaltender, flacher Trog befindet, welcher die Bewegungsrichtung der Burkhan-zeitlichen Eisdecke anzeigt.

Der untere Abschnitt des Kokkija-Tales ist im Weiteren dem des Terekti-Tales ähnlich. Es folgt ein breites, verschüttetes Seebett, dann ein langes Cañontal, eingeschnitten in das Plateau des Kuldscha-basch. Die Oberfläche des Plateaus ist gewellt, die Wände des Cañons sind steil. Wasser aber, welches diese 100—200 *m* tiefen und hier sehr langen Cañons hätte ausgraben können, ist nirgends vorhanden. Die Cañons sind bereits fertig, die Erosion hat ihr Bett vollkommen ausgeglichen. Unabsehbare Zeiträume brauchte die heutige Wassermenge, um ein derartiges Cañontalsystem hervorbringen zu können. Es ist dies eine Tatsache, der wir besondere Aufmerksamkeit widmen müssen. Vielleicht täusche ich mich nicht, wenn ich das Vorhandensein dieser bedeutenden Wassermenge nicht in die Burkhan-Zeit verlege, die wie

wir sehen, in diesem Sammelgebiet nicht sehr bedeutend war, sondern in die ältere Akkija-Zeit.

8. Das Innengebiet des Akssaj.

Ich kartierte vier Profile des Akssaj, je eines zwischen Araschanbel und Kokkija, zwischen Boguschti und Terekti, zwischen Araschan und Müdürüm und zwischen Terekti und Kokkija.

Vor dem Boguschti und anscheinend vor allen anderen Nachbartälern der Hochregion des Üjürmentau liegt ein Moränengürtel. Während also am Südrand des Akssaj in der Burkhan-Zeit die Eisströme von ähnlich hohen Gebirgen bis auf 3700—3800 *m* herabreichten, liegt diese Grenze auf dem Nordrande in 3400—3500 *m* Höhe. Den Fuss des Üjürmentau verlassend, durchquerte ich das Akssaj-Gebiet in südwestlicher Richtung. Sämtliche Nebenflüsse des Akssaj flossen in südöstlicher Richtung, rechtwinkelig zu der meines Reiseweges. Allgemein streben sämtliche Gewässer auf kürzestem Wege der Kokschal-Schlucht zu. Zwischen den Flüssen befinden sich Terrassen von 30—50 *m* Höhe, die ausschliesslich aus Flussschotter bestehen. Es lassen sich eine höhere, die Rücken bildende Schotterterrasse und eine jüngere Terrasse unterscheiden, welch letztere die Flussbetten heute in geringer, 5—8 *m* betragender Höhe begleitet. Die höhere Terrasse besteht aus grobem Schotter, ihre Oberfläche ist gewellt; die untere Terrasse ist eben, in ihrem Material befinden sich höchstens faustgrosse Gerölle. Heute befinden sich im Material der Flussbetten bloss nussgrosse Gerölle. Aus der hohen Terrasse erheben sich in der Nähe des Terekti einige flache, gesondert stehende Kalksteinberge, deren relative Höhe jedoch kaum 200 *m* erreicht.

Das oben geschilderte Tal des Terekti liegt cañonartig eingegraben in der hohen Terrasse. Wo das Bett des Terekti schluchtartig ist, erhebt sich auch das Grundgebirge bis auf 50—100 *m* aus der hohen Terrasse: Kalkstein, Tonschiefer verschiedentlich gefaltet, jedoch immer steilgestellt und an der Oberfläche abgehobelt. Die hohe Terrasse besteht auch hier aus Schotter. Die Schotterschichten sind allgemein gegen die Linie des Akssaj zu geneigt. An zahlreichen Stellen sind sie eingesunken und fallen unter 5—8^0 ein. Dies konnte ich westlich des Terekti-Tales auch an den Hängen des Kisilkur-Passes (ca. 3900 *m*) beobachten. Der die russisch-chinesische Grenze bezeichnende Kisilkur-Pass befindet sich auf dem kahlen Nebenrücken, welcher die Gebirgszüge des Terektitau und des Kuldschabasch verbindet. Dieser flache, denudierte Nebenrücken besitzt heute einen Peneplaine-Charakter, an dessen Seiten jedoch cañonartige Täler mit moosbewachsener Sohle abwärtsführen. Auch die Entstehung der Kisilkur-Cañons muss in eine der Erosion günstiger gewesene Zeit verlegt werden. Es ist nicht schwer anzunehmen, dass die Schmelzwässer des den Kisilkur-Rücken bedeckenden Tafel-

eises leichterdings ähnliche Cañontäler auswaschen. Die Schotterschichten der Akssaj-Deckenterrasse nehmen genau am Ende dieser Cañontäler ihren Anfang, was wohl für die Annahme spricht, dass die Vereisung des Kisilkur-Rückens vielleicht in die Akkija-Zeit zu verlegen ist.

Unter der Deckterrasse befindet sich roter Sandstein und Konglomerat. Ich beobachtete dies auf meinem 50 *km* langen Reiseweg vom Kokkija bis zum Kisilkur. Die sich oft wiederholende Bezeichnung „kisil" in den Ortsnamen bezieht sich stets auf den roten Sandstein. Der östlich des Terekti befindliche grössere, wasserreiche Fluss Kisilssu hat die Deckenterrasse auf grossem Gebiet in breitem Streifen fortgeführt und sich samt seinen Nebenflüssen in den roten Sandstein eingeschnitten. Die beiden Arme des Atscha-Kisilssu vereinigen sich zwischen vertikalen Wänden des roten Sandsteines. Grobkörniges Konglomerat wechselt mit Sandsteinbänken aus ganz feinkörnigem Material. Die Schichten liegen ziemlich ruhig, nirgends fand ich für das Fallen derselben einen grösseren Wert als 10°. Ihre Deckschicht besteht aus mehr oder minder mächtigen Schotterflecken, eingemengt in tonige Ablagerungen. Dieser feine Ton, der in trockenem Zustand zu Staub zerfällt, ist gleichmässig verbreitet und scheint nicht fluviatilen Ursprungs zu sein.

In der Osthälfte des Akssaj konnte ich diese oben aufliegenden Schotterschichten nicht beobachten. Die Abdachung des Kuldschabasch-Zuges in der Gegend des Kokkija, sowie die steil aufgerichteten, oben abgehobelten Karbonkalkbänke östlich des Kaündü-Baches sind fast vollkommen kahl, kaum spannhoch mit Gras bedeckt. Nördlich des Akssaj, auf dem aus der Gegend des Araschan- bezw. Tüs-bel nach Süden streichenden Abhange beobachtete ich Granitblöcke von 1—2 *m* Durchmesser. Ich bin der Ansicht, dass diese hier nicht anstehend sind, da ich auf dem ebenen Gebiete des Akssaj überall ausschliesslich Schichtköpfe des Tonschiefers hervortreten sah, wenn auch nicht in unmittelbarer Umgebung der Granitblöcke. Gelegentlich meiner zweiten Reise konnte ich dann sicher feststellen, dass nicht sehr weit östlich der Gegend dieser Blöcke, in 3200—3300 *m* Höhe tatsächlich ein Gemisch von Karbonkalk, Tonschiefer und Granitschutt den Berghang bedeckt. Im Osten fand ich auf dem linken Ufer des Müdürüm zweifellos anstehenden Granit, jedoch bildet dieser dort bereits Gebirge. Ich überschritt hier auf der Wasserscheide des Müdürüm und Bossaj einen Pass, dessen Höhe ich mit 3430 *m* bestimmte. Rings um den Pass, zu beiden Seiten dehnen sich breite, flache Täler mit geringem Gefälle aus, welche zweifelsohne einst vereist waren, jedoch kaum in der Burkhan-Zeit. Zwar sind hier auf der Seite des Bossaj in 3360 *m* Höhe die U- und V-förmigen Talabschnitte scharf begrenzt, jedoch befinden sich zwischen den U-Tälern keine gegliederten Bergrücken, die regelmässigen Begleiter und Erkennungsmerkmale der glazialen Trogtäler, sie können deshalb auch als peneplain-artig

angesprochen werden. Ich nehme deshalb diese unverlässliche physiographische Angabe nicht weiter in Betracht.

Auf Grund der hier angeführten Daten kann auf ein, den Akssaj in der Akkija-Zeit bedeckendes Plateaueis gefolgert werden. Natürlich ist auch das nicht ausgeschlossen, dass der Akssaj auch in der Burkhan-Zeit teilweise, oder ganz von Firn bedeckt war.

9. Die Umgebung des Tschatirkul.

In westlicher Nachbarschaft des Akssaj, in gleicher Höhe über dem Meere mit ihm, befindet sich das abflusslose Becken des Tschatirkul. Ich beging zwei Profile dieses Beckens, der eine Weg verläuft am Ostufer des Tschatirkul, zwischen den Pässen Taschrabat und Toragart, der zweite führt am Südufer des Sees, vom Tschirmatsch-Pass zum Keltebuk-Pass.

Der Taschrabat-Pass (3930 *m*) befindet sich auf einem, dem Hauptrücken parallel verlaufenden, hohen Vorrücken der südlichen Abdachung des Üjürmentau, denn das nördliche Taschrabat-Tal durchbricht den Hauptrücken. Der Rücken in der Nähe des Taschrabat-Passes befindet sich in 4—4200 *m* Höhe, auf seiner Südseite befindet sich ein grosses Zirkustal und auf dessen Grund eine Moräne. Die Moränenablagerungen lassen sich bis an den schmalen Ausgang des Tales verfolgen, jedoch fehlt eine gutentwickelte Stirnmoräne. Am Talausgang ist das Gefälle des Baches bedeutend. In der beträchtlichen Höhe von etwa 3450 *m* nimmt ein Schuttkegel seinen Anfang, der sich zu Füssen des Gebirges ausbreitet. Es ist wahrscheinlich, dass der Burkhan-Zeit-Gletscher bis an den Taleingang reichte, da über diesen hinaus die Oberfläche bereits aus Aufschüttungen fluviatilen Ursprungs besteht. Der Schuttkegel reicht bis an die Fläche des Sees hinunter. Längs des ganzen Südfusses des Üjürmentau findet man eine ähnliche Schuttzone.

Die Schuttzone entwickelt sich jedoch nicht bloss aus den an die Pforten der grösseren Täler sich anschmiegenden Schuttkegeln, sondern bedeckt in gleichmässiger Höhe den Fuss des Gebirges, fast vollkommen unabhängig von den heutigen Tälern. Ja, es scheint sogar, als ob das fliessende Wasser einen Teil des Schuttes vor den Taleingängen weggeführt und umgelangt hätte. Vor dem Keltebuk-Tal legt sich der Glazialschutt auf von fliessendem Wasser dorthin transportierten Schotter. Diese Schuttzone mag also noch vor der Burkhanzeit zum grössten Teile bereits vorhanden gewesen sein, bloss die Schmelzwässer der Burkhan-Zeit-Gletscher mögen sie vor den Taleingängen weggeschwemmt und neue Schuttkegel gebaut haben.

Ich fand für die Höhe des Keltebuk-Passes 4150 *m*. Hier vereinigen sich bloss zwei kleine Nischentäler unterhalb des schmalen Rückens, in 3800 *m* Höhe, woselbst sich unleugbare Spuren glazialer Scheuerung

vorfinden. Die Schuttzone reicht bis auf 3750 *m* hinauf und ist hier im Keltebuk-Tal bezeichnend glazialen Ursprungs. Dass der Moränenboden bis in 3600 *m* Höhe reicht, steht ausser allem Zweifel. Aber auch in 3500—3480 *m* Höhe neben dem Kogargen-Bache befinden sich Hügel, die sich aus der glatten, aus sandigem Ton bestehenden Oberfläche des Talbodens erheben und aus Glazialschutt zusammengehäuft wurden. Zwischen den Hügeln fand ich ein heute bereits verschüttetes Seebett. Es ist offenkundig, und hievon überzeugt uns auch der physiographische Charakter der Gegend, dass während der Burkhan-Zeit aus den Nischentälern der hohen Bergrücken Eisströme hervortretend, sich vereinigten und einen bis auf 3480—3500 *m* herabreichenden Eisfladen bildeten. Heute trägt die sonnenbeschienene Berghalde des Keltebuk auch in 4150 *m* Höhe keinen Firn. In der Umgebung des benachbarten Scharikti-Tales jedoch, wo der Üjürmentau seine grösste Höhe erreicht, wo dessen etwa bis 5500 *m* sich erhebenden Bergspitzen emporragen, befinden sich auch die grössten Firnfelder des Üjürmentau von heute. Mit dem Nivellierglas geschätzt, fand ich für die Höhe der Firnfelder 3900—4000 *m*.

Der Spiegel des Tschatirkul (3210 *m*) scheint sehr zu schwanken. Die Oberfläche des Sees übersteigt 100 km^2, seine grösste Länge beträgt 22·5 *km*, seine grösste Breite 8·7 *km*. (Auf der Petermann'schen Karte 19×10 *km*, auf der 40-Werst-Militärkarte 24·5×8·5 *km*.) Die Gestalt des Sees ist auf der Petermann'schen, der Militärkarte und der meinigen verschieden. Kaulbars (auf der Petermann'schen Karte) und der Militärkartograph beobachteten in der östlichen Nachbarschaft des Sees einige Quadratkilometer ausmachende, abgesonderte Seen. Ich sah die Osthälfte des Sees zuerst im Mai 1909 als zusammenhängenden Wasserspiegel, den ich auch photographierte (Fig. 44.). Dieses Bild zeigt zwar einige Uferbuchtungen durch einige Inseln und Landzungen vom See getrennt, jedoch sind bloss einige kleine Uferseen ohne Zusammenhang mit dem Wasserspiegel. Ein anderesmal, Mitte August desselben Jahres, fand ich das Niveau des Sees tiefer gelegen, die früheren offenen Einbuchtungen standen nur mehr durch einige schmale Kanäle mit dem See in Verbindung. Sicher ist, dass der Spiegel des Sees sich im Jahre 1909 vor August auch nicht für einen Tag zerteilte, seit diesem Datum konnte das Niveau des Wassers bloss sehr langsam und gleichmässig gesunken sein. Bezeichnend ist jedoch der Umstand, dass sowohl im Mai, als auch im August, also zur Zeit der grössten Schneeschmelze, breite Streifen des Seebettes noch immer trocken lagen. Längs der südlichen und östlichen Ufer des Sees befinden sich bedeutende Gebiete, die von den stellenweise sandigen, grösstenteils jedoch in ausgetrocknetem Zustande harten, tonigen Ablagerungen des Sees bedeckt sind. Auf diesem Gebiete konnte der Pflanzenwuchs noch nicht Wurzel fassen und es ist sicher, dass es vor einigen Jahren noch unter Wasser stand. Das Niveau des Sees ist also im Sinken begriffen.

An das Ostufer des Tschatirkul gelangte ich zuerst von dem die russisch-chinesische Grenze bezeichnenden Toragart-Pass her kommend. Der Pass ist 3880 *m* hoch, gegen Norden zu zieht sich ein geräumiges Trogtal von der Passhöhe vollkommen gleichmässig herab bis auf 3600 *m*. Die Länge des Hanges zwischen den beiden Höhenpunkten beträgt fast 6 *km*. Das geräumige Trogtal deutet auf glazialen Ursprung hin. Das Tal befindet sich auf dem Gebiet des roten Konglomerats und die postglaziale Erosion hat in diesem losen Material tiefgreifende Veränderungen an ihm hervorgerufen. In 3600 *m* Höhe



Fig. 44. Nordostbucht des Tschatirkul.

nimmt das Tal plötzlich eine Wendung nach Nordwest und zeigt eine V-Form.

Am Westrand des Tschatirkul-Beckens ist der Tirmatschbel 3300 *m* hoch. Nördlich von diesem erheben sich einige höhere felsige Hügel, zwischen breiten, flachen Tälern, im Süden aber liegt der hohe Rücken des Kurpetau, voller Zirkus- und Nischentäler. Der erste Rücken erhebt sich nicht viel über 4000 *m*, seine Nordseite ist firnfrei. Dieser Rücken wird durch ein Quertal (Karassai) zerrissen, durch welches die Schmelzwässer des zweiten, vergletscherten Rückens in den Tschatirkul gelangen. Eines dieser Quertäler ist ein von Nischentälern umgebenes schönes, ansehnliches Trogtal, welches heute zum Flussgebiet des Narin gehört, sein Name ist Musstör. Der Tschirmatschbel scheint die Seitenmoräne

des pleistozänen Musstör-Gletschers zu sein, diese trennt im Westen den Tschatirkul vom Arpa-Syrt.

Zusammenfassung. Der mächtige Plateau-Gürtel des Üsüngegusch-Akssaj-Tschatirkul breitet sich in seiner Gesamtheit über der oberen Nadelwaldgrenze aus. Die heutigen Vereisungsverhältnisse werden charakterisiert durch die bis auf das Niveau von 3800—4100 *m* herabreichenden kleineren Gletscherserien, durch die in etwa 4400 *m* Höhe befindlichen typischen Tafeleisbildungen und die in der Umgebung der Bergriesen des Üsüngegusch befindlichen mächtigen, ausserordentlich weit herabreichenden Talgletscher.

V. Vergleichstabelle.

Tal	Gletscherende	Grenze des V- und U-förmigen Talabschnittes	Stirnmoränen
1. Nord-Toragart	—	3600	—
2. Kokkija	4400 ?	3700—3800	—
3. Nord-Terekti	—	3710	—
4. Süd-Taschrabat	—	3450	—
5. Süd-Keltebuk	—	—	3480—3500
6. Süd-Boguschti	—	—	3440
7. Nord-Kogart	3800	3300	3640
8. Karakorum	3800—4100	—	3400
9. Süd-Akkorum	4100 ?	—	3550 ?
10. Kössu	3900	3450	—
11. Tura-Üsüngegusch	3300 ?	?	3000 ?
12. Kogeletschab-Syrt	3500—4100	—	3400

Auf den Südhängen des, den Plateau-Gürtel im Norden begrenzenden Üjürmen-Borkoldaj-Gebirgszuges befinden sich stellenweise Nischen-, Zirkus-, ja sogar auch kleinere Talgletscher, jedoch auch die am tiefsten herabreichenden (zwischen Kilentajrak und Kössu) bleiben erheblich über 4000 *m*. Dem gegenüber entfaltet sich auf den den Hochplateau-Gürtel im Süden einsäumenden Nordhängen des Kokschal-Terektin-Kurpetau-Zuges, auf dem Üsüngegusch-Abschnitt eine wahrhaft grossartige Gletscherwelt und hier reicht der grosse Tura-Gletscher so tief herab, wie die Riesen der Ssaridschas-Gegend. Jedoch selbst unter diesen Verhältnissen gelangt kein einziger Eisstrom aus dem Gebirge auf den Plateau-Gürtel herab.

In der Burkhan-Zeit erhielt das Kogeletschab-Üsüngegusch-Syrt-Gebiet zweifellos eine Eisdecke durch die aus den umliegenden Gebirgen zusammenfliessenden Eisströme. Es musste dies ein typischer Tienschan-Gletscher gewesen sein, von der Art etwa, wie der heutige Tschagir-Kaündü-Gletscher (Fig. 14.), er dürfte sich von diesem bloss durch seine Masse unterschieden haben. Die Moränenbildung des sich überaus langsam fortbewegenden Gletschers ist im Verhältnis zu den

Massen des Gletschers gering, die feineren klimatischen Schwankungen verspürt ein Eisstrom dieser Art fast gar nicht. Die von der trägen Firnmasse zurückgelassenen Moränen sind von gleichmässiger Mächtigkeit, jedoch regellos verteilt. Ausdrückliche Stadienränder fehlen. Der grosse Talgletscher der Burkhan-Zeit bewegte sich nach zwei entgegengesetzten Richtungen, der langsamer fliessende, westliche reichte bis 3400 *m*, der reichlicher gespeiste, östliche Arm jedoch unter das Niveau von 3000 *m* herab.

Auf dem Akksaj-Tschatirkul-Plateaugebiet kann hie und da auf Tafeleisbildung der Burkhan-Zeit gefolgert werden, die südlichen und nördlichen Randgebirge jedoch waren vom Scheitel bis zur Sohle vergletschert und bildeten zumeist lange, ineinander fliessende Moränengürtel. Auf den Plateaus weisen die abgescheuerte Oberfläche sowie mächtige erratische Blöcke und wurzellose Felsklötze fremder Herkunft darauf hin, dass in der Akkija-Zeit das ganze Gebiet bis zur Kokkija-Mündung mit Firn bedeckt war. Die Akkija-Firngrenze verlief im Durchschnitt wenigstens 400 *m* tiefer, als die der folgenden Burkhan-Zeit.

F) Kokschal-Talung und Karatake-Gebirge.

1. Die Kokschal-Schlucht.

Das den Ableitungskanal des Akssaj bildende Kokschal-Tal, welches der „Kumar“-Schlucht des Ssaridschas gleicht, besuchte ich im September des Jahres 1909. Am Ostrand des Akssaj erhebt sich der bereits erwähnte Bossaj-Pass zu einer Höhe von 3430 *m* und rings um ihn befinden sich 3500, etwas weiter gegen Osten 3600 *m* hohe Bergrücken. Der breite Talkessel zerfällt in mehrere trogartige Täler, unter denen das unterhalb des Bossaj-Passes befindliche, in 3280 *m* Höhe die V-Form annimmt. Das Bossaj-Tal nimmt in der Richtung gegen den Kokschal an Tiefe zu, es verengt sich zugleich und sein unterer Abschnitt ist bereits ein schwer gangbares Schluchttal. Der Pfad führt auf den Ostrand des Bossaj hinauf, hier ist die Schlucht 200 *m* tief und zweifellos fluviatilen Ursprungs. Das östlich benachbarte Tal ist das Tschong-Tschitschar-Tal, an dessen Ostrande die russisch-chinesische Grenze verläuft (der Tschitscharbel 3380 *m*). Von hier aus hat man einen guten Überblick über die ganze Gegend der Kokschal-Schlucht.

Im Norden bildet den westlichen Teil der Kokschal-Gebirgsgruppe der Bossadir, im Süden erhebt sich der diesem parallel verlaufende Urutau. Die beiden Bergrücken befinden sich in etwa 25 *km* Entfernung von einander. Urutau ist ein Gebirge von grosser Höhe, dessen Gipfel 5000 *m* erreichen. Es ist in seiner ganzen Länge von Firn bedeckt und seinen Zirkustälern entspringen ansehnliche Eisströme. Vor dem Hauptrücken befindet sich eine hochgelegene Längstal-Serie, in dieser liegen

die grossen Gletscher. Der nördliche Felsrand der Talungsserie liegt in 4200—4300 *m* Höhe, möglich jedoch auch, dass er höher oder tiefer gelegen ist, da ich bloss nach Augenmass schätzen konnte. Nördlich von diesem Rücken senkt sich ein ausgedehnter, welliger, im Grossen jedoch eine gleichmässige Ebene bildender Berghang in der Richtung zur Tschitscharbel-Linie herab, um gegen Norden zum Fusse des Bossadir-Gebirges anzusteigen. Diese Urtalfläche lässt sich sehr leicht rekonstruieren, sie befindet sich in unversehrtem Zustand. Der Kokschal-



Fig. 45. Das Uru-Gebirge von Beschmojnok.

Cañon ist in diese Urtalfläche eingebettet und zwar nicht in deren Ursohlenlinie, sondern in der gegen den Urutau zu gelegenen Talseite. Der Cañon ist durchschnittlich 500 *m* tief und in gleicher Tiefe liegen sämtliche Nebenflüsse, die den Hauptfluss in nahezu gleichem Niveau erreichen. Auf diese Weise entwickelt sich eine mächtige Cañon-Landschaft, welche durch ihre riesigen Masse wahrhaftig überraschend wirkt. Am Grunde des Cañons führt kein Pfad, der Karawanenweg zieht auf der Sohlenlinie der Urtalfläche hin, welche heute bereits in so viele Querrücken zerschnitten ist, als Bäche auf ihr fliessen.

Die Höhe der Querrücken bezw. ihrer Pässe, beträgt heute in der Reihenfolge von West nach Ost: 3270, 3380, 3290, 3370, 3280, 3070, 3090,

3260, 3000 *m*. Auf den Rücken befinden sich hie und da Reste von Konglomerat-Bänken, deren Mächtigkeit gegen Osten hin zunimmt. Das Fallen dieser Bänke stimmt mit jenem der nördlichen Urtalfläche des Urutau überein, diese Bänke entstammen also zweifellos dem Urutau.

Die den Höhen der Querrücken aufliegenden Konglomerat-Bänke liefern auch Belege dafür, dass die Urtalfläche Resultat einer alten Abtragung sei, dass sie einen Peneplain-Charakter besitze.

Die nördliche Taloberfläche des Urutau war im Pleistozän zweifels-



Fig. 46. (Fortsetzung des Fig. 45.) Die Zirkusse der Urutau und der grosse Felsenhang.

ohne vereist und zwar augenscheinlich auch während der letzten Burkhan-Zeit, anders könnte ich mir die trogähnlichen, sanftgeneigten Täler ihrer Oberfläche nicht erklären, in denen kaum eine Spur fluviatiler Erosion zu entdecken ist. Auf den höher gelegenen Partien des Randkammes der Urtaloberfläche, kann man Spuren der Nischenbildung und stellenweise (Altschimbej-dschilga) die Ausbildung typischer Nischen mit 3600 *m* Sohlenhöhe beobachten. Das grosse Cañon-Tal des Kokschal ist in seiner ganzen Länge in Karbonkalkstein eingeschnitten. Es ist sehr tief und von mächtigen Dimensionen, so dass ich die Behauptung wage, seine Entstehung gehöre einer Epoche vor der Burkhan-Zeit an. Während der Burkhan-Zeit reichten weder die Gletscher des Urutau, noch die des Nord-Bossadir-Gebirges herab zu der über dem Cañon befindlichen

Talung. Ob nun das Tafeleis des Akssaj der Akkija-Zeit den Gletscher in das Tal sandte, weiss ich nicht, da ich die Spuren seiner Wirksamkeit nicht finden konnte. Einen der Nebencañons des Cañontales, den Ssarbulak beging ich bis zur Mündung und beobachtete, dass der kleine Bach die Flut des Kokschal im Niveau erreicht. Auch der Cañon des Ssarbulak ist breit, der Boden desselben flach, grasbewachsen. Ein Ort, den die Kirgisen zur Zeit der Winterstürme gerne aufsuchen. Der Umstand, dass der Kokschal trotz seiner bedeutenden Wassermenge



Fig. 47. (Fortsetzung der Fig. 46.) Der Urutau.

nicht im Stande ist, in seinem Bett eine Übertiefung von Bedeutung hervorzubringen, darf allein schon als Beweis für das reife Stadium des Cañon angesehen werden. (Fig. 45—47. Ausserdem: Földr. Közlem. XXXVIII. 1910, Taf. XV.).

In der Nachbarschaft des Ssarbulak hatte ich Gelegenheit eine Beobachtung zu machen, der ich einen besonderen Wert beilege. Die grauen und roten Konglomerate des über dem Cañon befindlichen Bergrückens gelangten nicht auf einer eingeebneten, glatten Bodenfläche zur Ablagerung, sondern im Gegenteil, auf einer stark korrodierten Felsenfläche mit unruhigen Konturen. Wie nun kann ich diese Erscheinung mit der heutigen glatten Taloberfläche in Einklang bringen? Es scheint nun festzustehen, dass die zwischen Urutau—Bossadir gelegene Talung vor Ablagerung der Konglomerate nicht im entferntesten einen Peneplain-Charakter besessen habe. In diesem Falle konnte das Abschleifen

nur durch das Eis bewirkt worden sein. Wenn diese meine Beobachtung, die ich bloss an einem Punkte vornehmen konnte, da ich anderwärts die Berührungsfläche des Konglomerates mit dem Karbonkalk nicht gewahrte, sich allgemein feststellen lässt, dann war die Cañonlandschaft in der Akkija-Zeit von einem Gletscher bedeckt, — mag es nun der vom Akssaj niederfliessende Gletscher, oder aber ein neuer, aus den von den benachbarten Bergen herabfliessenden Eisströmen gebildeter Gletscher gewesen sein.

Die Existenz des Gletschers wird durch diese eine Angabe wohl kaum bewiesen, jedoch spricht doch auch nichts gegen dieselbe.

2. Beschmojnok.

Der Kokschal tritt aus dem Cañon in 2888 *m* Höhe hervor. An diesem Punkte beginnen die grossen fluviatilen Terrassen, sowie die für das heutige Klima bezeichnenden Steppengräser. Der Fluss schmiegt sich auch weiterhin dem Urutau an, er wird hiezu durch die die breite Talung ausfüllende Konglomerat-Zone gezwungen. Augenscheinlich war dies im Neogen auch weiter westlich der Fall und wir wissen nunmehr, dass das Cañon-Tal früher entstand, zu einer Zeit, als die Konglomerate die ganze Talung ausfüllten. Und da die Konglomerate älter sind, als die Akkija-Vereisung, wenn sie in Gestalt eines solchen Haupttalgletschers überhaupt existierte, sind sie demnach vielleicht pliozänen Alters. Die Terrassen des Kokschal unterhalb des Cañontales sind natürlich pleistozänen Alters. Sie sind drei an der Zahl, auch im ersten Seitental, im Ssulu-Ssarbie. Nennenswert ist hier die südlich des Kokschal sich erhebende Bergwand. Etwa bis auf 400—600 *m* über dem Kokschal ist die Bergwand steil, auf ihr sind Spuren alter Felsterrassen auch noch in 200 *m* relativer Höhe sichtbar. Oberhalb des Randes des steilen Abhangstreifens folgt eine sanft geneigte Abdachung, die bis zum Rücken des Urutau anhält, in ihr bilden die abfliessenden Schmelzwässer tiefe Schluchten. Diese Abdachung ist ein Teil der obgenannten Urtalfläche.

Bei der Mündung des Kogart-Flusses fand ich in 2850 *m* Höhe einige Granitblöcke von Kubikmetergrösse, die scheinbar über dem Konglomerat liegen, jedoch ist es natürlich nicht ausgeschlossen, dass die stark erodierten Konglomeratbänke rings um dieselben der Wirkung des Wassers zum Opfer fielen. Die Konglomeratbänke sind in guten Aufschlüssen sichtbar. Unter einem einige Meter mächtigen Streifen gemischten Materials, das unter dem 30—40 *m* mächtigen grauen Konglomerat liegt, folgt das grellrote Konglomerat. Die neuen Terrassen, grauen und roten Konglomerate bezeichnen drei Zeitabschnitte der jungen Anhäufungen.

Die Beschmojnok benannte Konglomeratgegend beging ich auf

der Weglinie des Kokschal-Tales und ausserdem auch noch auf einer zweiten, welche aus dem Ojlama-Tal über den Bergrücken zur Ajaktik-Mündung führt. Die Resultate der letzteren Reise sind die folgenden. In der Nachbarschaft der südlich gelegenen Karbonkalksteinwand des Bossadir-Gebirges bildet das rote Konglomerat Berge, die sich bis zu einer Höhe von 3500 *m* erheben. Das Ojlama-Tal ist ein stark übertieftes, cañonartiges Tal. An seinen Wänden sind Faltungen des Konglomerats sichtbar. Die Bänke zeigen am Fusse des Gebirges ein W—E-Streichen und ein Fallen von 50—60° gegen S, mit darauffolgender saigerer Stellung. Die 3300—3500 *m* hohen, gefalteten Konglomeratberge enden plötzlich; an dem Rande, von einer 3200 *m* betragenden Durchschnittshöhe beginnen die fast horizontal gelagerten, höchstens unter 15° geneigten Konglomerate. Ein steileres Fallen konnte ich im ganzen Beschmojnok-Gebiet nicht feststellen.

3. Süd-Kogart.

Der 4030 *m* hohe Kogart-Pass liegt zwischen vereisten Bergrücken von etwa 4500—4800 *m* Höhe. Von ihm aus bewegte sich in der Burkhan-Zeit nicht blcss in NW-licher, sondern auch in direkt östlicher Richtung ein Gletscher talwärts. Vom Passe zieht sich ein breites, typisch U-förmiges Tal nach Osten. Bis hinauf zu 3650 *m* zeigen die Felswände Spuren glazialer Scheuerung, hier entdeckte ich sehr verwaschene Reste einer Stirnmoräne. Weiterhin sind die Linien des Trogtales infolge kräftigerer Arbeit der fluviatilen Erosion weniger scharf, auch die Berghalden sind tiefer gefurcht. In der Höhe von 3270 *m* gelangt der Bach nach scharfer Biegung in eine kurze Schlucht. Unterhalb der Schlucht folgt ein mehr geräumiger Kessel, umgeben von durch Nischentäler gegliederten, hohen, etwa 4000 *m* erreichenden Bergen. Hier häuft der Bach, bevor er in 3130 *m* Höhe in einer wilden Schlucht mit senkrechten Wänden verschwindet, eine ziemliche Menge Schutt an. In der zweiten Schlucht bildet der Bach Schwellen. Der Ausgang der Schlucht befindet sich in 3000 *m* Höhe, hier tritt er in das Gebiet der Steppengräser ein. In dem, zwischen der in 3650 *m* Höhe festgestellten Stirnmoräne und dem 3130 *m* hoch gelegenen Felsentor befindlichen Talabschnitt, traf ich keine Gletscherspuren vor, Schuld daran mag jedoch der Umstand sein, dass ich mich stets auf dem felsigen Boden des Tales fortbewegte, von wo mir die Aussicht beschränkt war. Es kann angenommen werden, dass die Vereisung bis in eine Höhe von 3130 *m* reicht. Und insoferne der pleistozäne Eisstrom des Süd-Bossaj-Tales tatsächlich bis auf 3280 *m* herabreichte, müsste er in dem von hohen Bergen umgebenen, vor Sonnenstrahlen geschützten Süd-Kogart-Tal umso tiefer gereicht haben.



4. Die nördlichen Nebentäler des Kokschal zwischen den Ajaktik- und Apatalkan-Mündungen.

Östlich des Süd-Kogart kommen die folgenden Nebentäler des Kokschal: Teschiktschap, Kurussaj, Balgandi und Töőmojun aus heute firnfreien Vorgebirgen, und waren dementsprechend in der ersten Hälfte des Septembers (1909) trocken. Der Kokschaltau jedoch nimmt gegen Osten ständig an Höhe zu und östlich des Töőmojun braust sein Schmelzwasser in mächtigen Gebirgsbächen dem Kokschal zu. Der erste unter diesen ist der Tschitschirganak, welchen ich in 2820 *m* Höhe durchquerte, in einem Abschnitt, der auch im Pleistozän eisfrei war. Darauf gelangte ich auf den 3190 *m* hohen Krgobel, von wo aus sich mir ein Überblick über das ganze Tal des Ssinghardjar bot. Der Ssinghardjar ist ein mächtiger Gebirgsbach, die Pferde konnten selbst am frühen Vormittag nur mit schwerer Mühe seine dahinrollenden Fluten durchwaten. Es ist daher kein Wunder, dass der Bach die aus rotem Konglomerat bestehende Wand des Krgobel vollständig unterwäscht und zu einer steilen Mauer umwandelt, deren Höhe durchschnittlich 150 *m* beträgt. Östlich der roten Konglomeratwand des Ssinghardjar folgt eine herrliche Moränenlandschaft. Es ist die mächtigste Moränenanhäufung, die ich auf meinen sämtlichen Asienreisen gesehen. Der rote Konglomeratgürtel wird in 16 *km* Länge und 12 *km* Breite vollkommen vom Glazialschutt bedeckt. Der Ssinghardjar entsteht hier auf diesem Moränengebiet aus der Vereinigung mehrerer Bäche. Im Zwischenland des westlichen Armes und des Kengssu zeigt das Moränengebiet eine eigentümliche Stufenbildung. Die untere Stufe ist ein zwischen dem Niveau von 3300—3200 *m* gelegenes Hügelland, auf welchem Steinblöcke von hundert und mehr Kubikmeter Grösse umherliegen. Die obere Stufe ist eine zwischen dem Niveau von 3400—3900 *m* gelegene, riesige Schutthalde, welche sich vom Rande des auch heute noch firnbedeckten Gebirges hinabzieht, in das Tal des Ssinghardjar. Ich glaube wohl niemand könnte sich bei Betrachtung dieses Bildes der Überzeugung verschliessen, dass die beiden Stufen zwei Anhäufungsperioden bedeuten. Die erste bedeckte die unebene Niveaufläche des Konglomeratgürtels, die zweite jedoch nahm bloss die Berghalde ein und lagerte sich auf die Schuttmassen der ersten. Die Bäche fliessen vom Moränengebiet herab auf die Ränder und unterwaschen die moränenfreien Konglomerathügel. Ebenso auffallend tief reichen auch die Eisströme herab. Der schätzungsweise 15 *km* lange Eisstrom von heute des Kengssu reicht wenigstens bis auf 3700 *m* herab. Sein Gletscherbach befindet sich in 3380 Höhe noch in einem typischen Trogtal, auch reicht der U-förmige Abschnitt sicherlich bis auf das Niveau von 3200 *m* herab, wenn es nicht sogar in 2800—2900 *m* Höhe die Terrassen des in 2650 *m* Höhe fliessenden Kokschal erreicht.

Noch überraschender wirkt das benachbarte, östliche Tal des Kengssu, das Tschunkurtschak-Tal. Auf der Ostseite des Kengssu-Tales führt der 3830 *m* hohe Kumbel in das Tschunkurtschak-Tal. Der Kumbel befindet sich selbst am Ende einer eisgescheuerten Bergrippe, am Rande des Moränengebietes. Dies ist der höchste Punkt des riesigen Ssinghardjar-Tschunkurtschak-Moränengebietes. Auf dem östlich des Kumbel gelegenen, welligen Moränenfeldern befinden sich etwa fünfzig, mehr oder weniger grosse Seen. Der Kokschal betritt zwischen den Mündungen des Ajaktik und Upatalkan aufs neue eine in Karbonkalkstein befindliche Schlucht. Die Moränengegend des Tschunkurtschak reicht bis an den Rand der steilwandigen Schlucht herab. Ich fand für den unteren Rand der Moränenschutt-Anhäufungen 3050 *m*. Zwischen dem Moränenrand und den in der Umgebung der Kokschalschlucht befindlichen Karbonkalkklippen stellte ich das Vorhandensein horizontal gelagerten grauen Konglomerates fest, das augenscheinlich als eine Ablagerung der Schmelzwässer pleistozäner Gletscher anzusehen ist.

Das seenreiche Moränenfeld des Tschunkurtschak liegt auf einem hohen Felsplateau, von dem steile Wasserrisse zum Kokschal-Flusse hinabführen. Unmittelbar am Fusse des Felsplateaus, in 2780 *m* Höhe erscheinen bereits die Steppengräser und im Verein mit diesen die auf rein fluviatilen Ursprung hinweisenden Talformen.

5. Das Apatalkan-Gebirge.

Märzbacher war im Jahre 1903 der erste Forscher, der seinen Weg durch die Apatalkan- oder Upatalkan-Talung nahm. Ich erstieg im Kurgakajrik, einem Nebental des Upatalkan die Höhe des Keltebuk-Passes (3730 *m*) und gelangte von dort durch das Terskei-Ssarbulak-Tal zurück in das Kokschal-Tal. Die Gegend des Keltebuk-Passes erhob sich in der Burkhan-Zeit zweifellos über die Schneegrenze, deren breite, abgerundete Rücken, die sich etwas über 3800 *m* erheben, ja der Bildung von Firnfeldern günstig waren. Spuren, die jeden Zweifel ausschliessen würden, fand ich jedoch im Kurgakajrik-Tale nicht. Es ist dies ein eintöniges, kahles, V-förmiges Tal, welches unterhalb des Keltebuk-Passes, aus 3350 *m* Höhe gleichmässig zum Kokschal verläuft, den es in 2550 *m* Höhe erreicht. Unter dem Keltebuk-Pass befinden sich von jäh emporstrebenden Berghängen umgebene, zirkusähnliche Täler, die in der Burkhan-Zeit Nischengletscher mögen enthalten haben.

Auf dem Westabhang des Keltebuk-Passes jedoch beobachtete ich zwei parallel verlaufende, prächtige Trogtäler. Hier, unterhalb des Passes führen bereits felsige, steilere Berghänge talwärts. Die beiden Trogtäler vereinigen sich in 3040 *m* Höhe. In dem hier beginnenden Terskei-Ssarbulak-Tale gelangt jedoch die pleistozäne Vereisung wieder wenig zum Ausdruck. Die Grenze zwischen dem U- und V-Profil ist in einem

Abschnitt von 8 *km* verschwommen, worauf in 2890 *m* Höhe ein ausgesprochen V-förmiger Talabschnitt folgt. — Auf dem Talboden ist der Glazialschutt infolge starker fluviatiler Umlagerung (das Tal ist unbewaldet, kahl!) nicht sichtbar.

Über das Talgehänge des Terskei-Ssarbulak gelangte ich auf einen Bergrücken von 3500 *m* Höhe, auf welchem ich Reste einer Grundmoräne und Spuren glazialer Scheuerung vorfand. Die Decke des aus Tonschiefer bestehenden Bergrückens ist abgehobelt und hauptsächlich mit Granitblöcken und Kantengeröll bedeckt. Es ist wahrscheinlich, dass ein aus südwestlicher Richtung kommender Eisstrom diese Spuren zurückgelassen hat. Ähnlicher Schutt befindet sich auf den Hängen des Bergrückens, dorthin dürfte er jedoch wahrscheinlich durch das Regenwasser verfrachtet worden sein. Zwischen den auf dem Tonschiefer liegenden Granitblöcken befinden sich auch solche von 2—3 m^3 Grösse.

6. Der Unterlauf des Kokschal.

Der Karbonkalkzug des Merketschdagh geht in das Uru-Gebirge über, den genetischen Zusammenhang der beiden beweisend. Dieser Gebirgszug wird in orographischem Sinne vom Kokschal, bezw. dessen erwähnter Sarbulak-Schlucht unterbrochen. Unterhalb der Schlucht beginnt das Gebiet fluviatiler Akkumulation. Auch weiter aufwärts ist die Existenz des Haupttalgletschers im Pleistozän eine fragliche, hier suchen wir wohl für immer vergebens nach seinen Spuren. Das Wasser des Kokschal breitet sich aus, es verzweigt sich. Seine Ufer werden von zwei Terrassen begleitet, die am Rande der Zone des roten Konglomerates gelegen sind. Die dritte Terrasse wird durch die Oberfläche des roten Konglomerates gebildet. Während in der Gegend des Ssinghardjar die Moränen die Zone des roten Konglomerates fast vollständig bedecken, bleiben diese hier in grösserer Entfernung am Fusse des Gebirges, einen fast zusammenhängenden Moränengürtel bildend. Auf der Decke des roten Konglomerates sind fluvioglaziale Schotterschichten aufgelagert, die die Oberfläche ausgleichen, an zahlreichen Stellen vollkommen eben gestalten.

Eigentümlich ist die Lage des zweifelsohne praepleistozänen, roten Konglomerates. In der Umgebung des Tschitscharbel zeigt es ein ständiges Fallen nach Norden. Doch beobachtete ich nicht, dass es 15° überstieg. Vor dem südlichen Kogart-Tal treten echte Antiklinalen, vertikale Schichtenstellungen auf, hier aber wird eine andere Schichtengruppe ganz ähnlichen Gesteins abgegrenzt, welche der ersten diskordant aufliegt und verhältnismässig wenig Störung aufweist. Im Merketschdagh zeigt das rote Konglomerat noch immer ein nördlich gerichtetes Fallen und es hat den Anschein, als schlüpfe es unter den erwähnten Karbonkalkzug. Aus diesem eigentümlichen Umstand folgerte

Keidel auf eine Überschiebung des Karbonkalkes auf das Konglomerat von angeblich pliozänem Alter. Ich muss bemerken, dass diese Schichtenstellung auch durch einfache Verwerfung erklärt werden kann und diese tektonische Bewegung muss nicht gerade in Pleistozän vor sich gegangen sein, denn es ist sehr fraglich, ob dieses rote Konglomerat tatsächlich pliozänen Alters ist. Mit den roten terrestrischen Bildungen Zentralasiens gedenke ich mich an anderer Stelle zu beschäftigen und werde ich dann dartun, dass die roten Konglomeratbildungen bei weitem nicht alle gleichartige, ähnlich aufgebaute Ablagerungen derselben Zeitperiode sind.

Merketschdagh ist ein mächtiges, gletscherreiches Gebirge, das wasserreiche Bäche in den Kokschal sendet. Diese schneiden tiefe Gräben in die Niveaufläche des roten Konglomerates. Die Bäche treten aus steilen V-förmigen, tannenbewachsenen Schluchttälern auf den Rand des Kokschal-Tales hinaus. Die beiden Terrassen des Kokschal begleiten ungestört den Hauptfluss. Unterhalb der Karakol-Mündung nimmt die ausgiebigere, einige Fuss mächtige Lössdecke der zweiten, höheren Terrasse ihren Anfang. Der Kokschal fliesst beständig am Südrand der Talung, da von Norden her mächtige pleistozäne Schuttkegel sich auf die Terrassen lagern. Der Schuttkegel des Tisekterdi bildet einen Halbkreis mit einem Radius von 5 *km*, dessen Rand sich über dem Kokschal in 2150 *m*, dessen Gipfel in 2400 *m* Höhe befindet. Ich halte es für zweifellos, dass dieser Schuttkegel, wie alle seine Nachbaren, eine fluvioglaziale Akkumulation aus der Burkhan-Zeit und gleichzeitig mit der jüngeren Kokschal-Terrasse entstanden sei. Dieser gegenüber mag die lössbedeckte, ältere Kokschal-Terrasse der Burkhan-Zeit vorangegangen sein. Auf der Südseite befinden sich einige hundert *m* hohe Berge, die fast bis zur Hälfte im Schutt begraben sind. Auf den emporragenden Bergrücken grünen Nadelwälder bereits in 2400—2500 *m* Höhe, unmittelbar am Rande der wüsten Schuttzone. Den Tisekterdi-Schuttkegel übertrifft an Grösse ganz bedeutend der riesige Üsüngegusch-Schuttkegel, der in der Kokschal-Talung infolge des tieferen Niveaus des Kokschal-Flusses entstand. Der riesige Kokschal-Schuttkegel, dessen Ausdehnung sich auf mehrere hundert km^2 beläuft, blickt nach Südosten, der heutige Fluss verlässt ihn aber in südlicher Richtung und trifft den Kokschal im rechten Winkel. In dem grossen Schuttkegel befindet sich heute ein 20—25 *m* tiefes, von steilen Schotterwänden umgebenes Flussbett und auch der Kokschal mag eine wenigstens 30 *m* hohe Wand am Rande des Schuttkegels ausgewaschen haben. Auch in dem in den Schutt eingeschnittenen Flussbett befindet sich eine Terrasse. Das Material des Schuttes ist am gröbsten in der die Originalschuttkegelfläche bildenden alten Ablagerung, es ist feiner in der ersten Terrasse und ganz fein in der heutigen, ausgenommen die Orte, wo in den unterwaschenen Betten aus der alten Ablagerung stammender Schutt

sich ausbreitet. Auch hier lassen sich seit dem Pleistozän zwei Schuttanhäufungsperioden feststellen. (S. das Bild pag. 304. in PRINZ: Utazásaim Belső Ázsiában, Budapest, 1911.).

7. Die Umgebung des Bülötü-Passes.

Im östlichen Teil des Apatalkan-Gebirges münden die Täler Karadschilga, Ssassikbulak und Bülötü in die Kokschal-Talung. Diese Gegend bereiste vor mir bloss JOUNGHOUSBAND, dessen Messungen für die Höhe des durch das Apatalkan-Gebirge führenden Bülötü-Passes 3460 *m* ergaben. Auch der flache Pass zwischen den Tälern Bülötü und Ssassikbulak, der jedoch bloss 3130 *m* hoch ist, führt den Namen „Bülötü"-Pass. Den letzteren scheinen die Kirgisen in der ersten Hälfte des Sommers zu benützen, wenn längs des Kokschal der hohe Wasserstand den Verkehr unterbindet.

Auf dem Bülötü—Ssassikbulak-Pass sind keine Spuren irgendeiner Vergletscherung vorhanden. Auch in der Richtung des JOUNGHOUSBAND'schen Passes schien das Talbild ebenfalls auf fluviatile Erosion hinzudeuten. Bereits in 3000 *m* Höhe versiegt der Bach auf dem hier beginnenden Schuttkegel, dessen Länge 18 *km* beträgt und dessen Breite ständig zunimmt, bis er in 2270 *m* Höhe den Rand des Kokschal erreicht. Es ist charakteristisch, dass der Bülötü-Schuttkegel keine Terrassenbildung aufweist und dass die Oberfläche des Schuttkegels mit der Niveaufläche der alten, grossen Terrasse des Kokschal verschmilzt. Hier handelt es sich demnach bloss um eine Periode der Schuttanhäufung und diese fällt mit der Entstehungszeit der grossen Schuttkegel des Üsüngegusch, Tisekterdi usw. zusammen.

Ein vollkommen ähnliches Bild zeigte sich mir im Ssassikbulak-Tale. Die Höhe des Togusbulak-Passes beträgt 3300 *m*, Spuren irgendwelcher Vereisung sind auf ihm nicht vorhanden. Auch die Ssassikbulak-Talung ist vollkommen trocken. Hier reicht die den Talboden bedeckende Schuttanhäufung bis in 3300—3400 *m* Höhe. Ähnliche Verhältnisse zeigt auch der Karadschilga.

8. Der Nordhang des Karateke-Gebirges.

Mit dem Schuttkegel des Bülötü vereinigt sich auch der des Kisilkaptschagaj (Aktschiaul). Die Höhe des Kisilkaptschagaj-Passes beträgt 3380 *m*, das nach Norden sich neigende Tal zeigt zwei Abschnitte von verschiedenem physiographischem Charakter. Von der Passhöhe bis zum Niveau von 3000 *m* zieht sich ein breites trogartiges, aber keine auffallenden glazialen Spuren zeigendes Tal dahin, auf dessen Sohlenlinie ein schluchtartiger Graben folgt. (Fig. 9., auf Taf. XVII. in Földr. Közlem., XXXVIII., 1910.) Unterhalb des 3000 *m*-Niveaus breitet sich das Schluchttal

aus und an die Stelle der gebrochenen Profillinie tritt ein hier bereits gleichmässiges Talgehänge, im Zusammenhange hiemit verwandelt sich der Erosions-Talboden zu einem sich verbreitenden, schottererfüllten Talboden. Die Steppengräser klettern auch in dem oberen Talabschnitt etwa bis zu einer Höhe von 3085 *m* empor.

Mein Weg führte mich auch durch das 40 *km* östlich des Kisilkaptschagaj gelegenen Kitschik-Musduk-Tal. Die Benennung des Tales „das Eisige“ würde darauf hinweisen, dass wenigstens ein Teil desselben über der Schneegrenze liege. Wie ich bereits in meinem vorläufigen Bericht hervorhob, kann von einer derzeitigen Vereisung in diesem Teile des Tienschan nicht gesprochen werden. Der auf dem Hauptrücken des Karateke-Gebirges befindliche Musduk-Pass liegt in 3440 *m* Höhe, übertrifft also in dieser Beziehung den Pass des Kisilkaptschagaj-Tales kaum um ein Geringes. Trotzdem ziehen sich vom Passrücken zwei schöne Trogtäler abwärts. Diese Täler und das Aussehen des zwischen ihnen in mässiger Höhe emporragenden Nebenrückens weisen auf einstige Vereisung hin. Hier musste es im Pleistozän zur Bildung kleiner, 1½–2 *km* langer Eisströme kommen. Etwa im Niveau von 3100 *m* befindet sich die Talstufe, über welche die im Trogtale träg fliessenden Bäche in Gestalt von Wasserfällen herabstürzen. Von hier an zeigt die Physiognomie des Tales Beweise fluviatiler Erosion. Bezeichnend für das Klima des Tales ist, dass sich die Nadelwälder bloss auf die nördlich gelegenen Hänge beschränken.

9. Der Südhang des Karateke-Gebirges.

Auf der Südseite des Karateke-Gebirges sind mir drei Quertäler bekannt, von Westen her das erste Tal heisst Arpatschötschök, dessen Namen wir bereits auf der Karte Hedin's vorfinden, das zweite führt den Namen Kurgaktör, das dritte heisst Kargadseilö. Ich durchquerte ausserdem noch den obersten Abschnitt des Tschong-Musduk.

Ein sicherer Beweis für die Ausbreitung der pleistozänen Vereisung im Karateke-Gebirge ist meiner Ansicht nach der Unterschied in den physiognomischen Zügen der nördlichen und südlichen Gebirgsseite. Die über dem Niveau von 3000 *m* gelegenen, von feuchten, oder doch wenigstens üppigen Alpenwiesen bedeckten, sanft abfallenden, geräumigen Trogtäler der nördlichen Gebirgsseite sind auf der südlichen nicht mehr zu finden. Auf der Ostseite des Kisilkaptschagajbel beginnt unmittelbar die fluviatile Aufschüttungszone, die den Fuss der Gebirgsrücken bedeckt. Südlich des Passes erhebt sich in etwa 5 *km* Entfernung ein höchstens 3800 *m* Höhe erreichender Kalkfelsrücken, auf der nach Norden vorgeschobenen Seite desselben sind Linien sichtbar, die an glaziale Nischen gemahnen. Es ist bezeichnend, dass an jener Stelle, wo die Gewässer des „Tschoku-tegerek“ benannten Gebirges in das

Haupttal gelangen, auf der aufgefüllten Oberfläche unmittelbar eine Terrasse ihren Anfang nimmt. Die hier auftretende, kleine Terrasse verschwindet in Kürze talabwärts. Ich beging den oberen Abschnitt des Arpatschötschök-Tales talabwärts bis zu dem 2630 *m* Höhenpunkt und erreichte die obere Grenze der Steppengräser in der Höhe von 2930 *m*. Die Schotter des Talbodens werden durch eine talabwärts mehr und mehr zunehmende Lössdecke bedeckt. In einem trockenen Seitental des Arpatschötschök liegt die obere Grenze der Steppengräser in 2900 *m* Höhe.

Auf der Wasserscheide des Arpatschötschök und Kurgaktör bestimmte ich die Höhe des Passes mit 3380 *m*. Das vom Passe östlich in den Kurgaktör führende Tal wird von den Kirgisen Karagaj genannt, da auf der das Tal im Süden einfassenden, felsigen Bergwand (Nordhang) in 3500–3600 *m* Höhe Nadelwälder stehen. Zwischen den einzelnen Nadelwaldflecken deuten kleine Felsnischen auf die schwache pleistozäne Vereisung hin. Am 22. September waren bereits Schneeflecken auf diesem Bergrücken sichtbar, nur 5 *km* von der heissen Degene-Wüste entfernt und auf einem Niveau, welches kaum 1600 *m* höher, als die letztere gelegen ist. Die Steppengräser reichen im Karagaj-Tal bloss bis zu 2880 *m* Höhe. Der Kurgaktör durchbricht in 2420 *m* Höhe den südlichen Höhenzug des Karateke-Gebirges und versiegt an der Austrittstelle aus dem Schluchttal, am Rande der Degene-Wüste.

Der Musduk-Pass (3440 *m*) und der Sseki-Pass (3470 *m*), auf dem dem ersteren südlich gegenüber sich erhebenden Rücken sind die höchsten Punkte, die ich im Karateke-Gebirge bestimmte. Der Musduk-Rücken übersteigt kaum an irgendeinem Punkte 3800 *m*, der Sseki-Rücken jedoch erreicht nach meiner Schätzung, zwischen den Pässen Sseki und Djargak wenigstens die Höhe von 4200 *m*. Diese Gegend stellt die Photographie auf Seite 306. meines Buches „Utazásaim Belső-Ázsiában“ dar, die ich aus 3400 *m* Höhe aufnahm. Am 17. September des Jahres 1909 war das Gebirge bereits bis zum Niveau von 3300 *m* vom Winterschnee bedeckt, während die Nordseite des Musduk-Passes vollkommen schneefrei war. Die Bedeutung des Ortsnamens „Musduk“ is hier also verständlich. Ich konnte von den den Musduk-Pass umgebenden Höhen aus zwar keine ausgedehnteren Firnfelder beobachten und ich glaube, dass diese im Gebirge auch nicht mehr vorhanden sind, jedoch erreichen einzelne Punkte und Spitzen des Gebirges die klimatische Schneegrenze. Die einstige Vereisung hinterliess aber deutliche Spuren in den physiographischen Linien des Gebirges. Auf den Berghängen befinden sich geräumige Nischentäler, welche sich zu weiten Trogtälern vereinigen. Das Trogtal zieht sich gegen Osten hin und die U-Form des Talquerschnittes hält in 3200 *m* Höhe, wo ich in das Seitental des Sseki-Passes einbog, noch an.

Der Sseki-Pass ist ein eisgescheuerter Rundhöckerrücken. In südlicher Richtung befindet sich ein geräumiges Zirkustal, von steilen,

felsigen Bergwänden, stellenweise von Felswänden umgeben. Die Sohlenhöhe des Zirkustales beträgt 3220 *m*. Die Erosion schnitt tiefe Schluchten in den Boden des Sseki-Zirkus und zerteilte hiedurch den Talboden in mehrere Plateaustücke. Das Bodengebiet des glazialen Zirkus zerfällt demnach in kleinere, von steilen Seitenwänden umgebene Randflächen. Bis an den Saum der Randflächen klettern auch die Nadelwälder empor, somit ist das Niveau von 3220 *m* die obere Grenze derselben. Bezeichnend ist, dass die Kirgisen diese Gegend, ein gutes Weidegebiet, „dscheilö" (Kara-dscheilö) nennen.

Unterhalb der Randflächen beginnt das Gebiet fluviatiler Erosion. Das Wasser des Baches verschwindet im Schutt, um einige *km* weiter talwärts als Quelle wieder zu Tage zu treten. Hier befindet sich in 2600 *m* Höhe die obere Grenze der Steppengräser. Bald verschwindet der Bach wieder von der Oberfläche. Am Rande des Gebirges, wo die Schotterablagerung den Boden einer mächtigen Felsschlucht ausfüllt, ist das Bett des Baches bereits trocken. In 2230 *m* Höhe beginnt die Wüste.

Die pleistozänen und alluvialen Ablagerungen der nördlich und westlich vom Kalpin sich ausbreitenden Wüste bilden jene mächtige Schuttmasse, welche die südlichen Ketten der Karatake-Gebirgsgruppe fast vollkommen verschüttet. Der obere Rand der Schotterwüste befindet sich in 2200—2400 *m* Höhe. Von hier bis zum Rande der Ebene des Tarim-Beckens beträgt die Entfernung etwa 80 *km* und die Höhe dortselbst über dem Meeresspiegel 1000—1100 *m*. Der riesenhafte Schuttgürtel zeigt eine ziemlich regelmässige, gleichmässige Abdachung mit einem Gefälle, welches zwischen 10—32 *m* pro *km* variiert. Die verhältnismässig geringen Veränderungen der Gefällsverhältnisse werden von den sich aus dem Schuttgürtel noch erhebenden, parallelen Felsrücken verursacht. Gelegentlich der Auffüllung füllten sich die zwischen den Felsrücken gelegenen Terrainstreifen der Reihe nach. Die Querschluchten der Felsrücken bildeten naturgemäss Hindernisse für die vollkommen gleichmässige Ausfüllung.

Die Masse des Materials der grossen Schuttzone und dessen eingeebnete Oberfläche lassen für sich allein schon auf ein vom heutigen verschiedenes Klima schliessen. — Die rezente Auffüllung ist gering. Zur Zeit der Frühlingsschneeschmelze bleiben die Schmelzwässer zweifellos länger an der Oberfläche, als die Bäche zu Ende des Sommers und kommt es auf diese Weise zu Umlagerungen auf der Decke des Schuttgürtels. In der Schotterwüste befinden sich rezente Flussbetten. Untersucht man jedoch das Material der Betten, findet man ausschliesslich die durch die Seitenerosion bewegten Gerölle der Schuttzone und sandige Streifen in ihnen. Die rezenten Gewässer bringen demnach aus dem Gebirge nur mehr ein Minimum des Materials und ist somit die Intensität der Auffüllung bereits sehr gering. Die rezenten Gewässer

leisten auf der Schuttzone Erosionsarbeit und häufen das aus der Schuttzone erhaltene Material in tiefer gelegenen Regionen an. Der das Gebirge verlassende Bach lagert das wenige mitgeführte Geröll am Rande der Wüste ab, oder lässt es bereits zwischen den Bergen im unteren Abschnitt des Tales liegen, wie der Sseki. Vor dem Felstor, am Rande der Wüste, befinden sich Schuttkegel von verschiedener Grösse, an deren Grenze der Bach gelegentlich des periodischen Auftretens von Wildwässern sich ein Bett schafft und darinnen neues Geschiebe verfrachtet. An einem der Felstore des Klippenzuges der Wüste angelangt, breitet er dieses Material auf der Südseite des Klippenzuges in Gestalt eines neuen Schuttkegels aus. Der Sseki vollführt diesen Prozess viermal, der Kurgaktör dreimal, endlich vereinigen sich die beiden im Ssubaschi und ihr Wasser tritt an die Oberfläche. Unterhalb des Ssubaschi wiederholt sich dann dieser Prozess noch zweimal.

Die Anhäufung der in der Kelpin-Gegend befindlichen Schottermassen ist, wie ich bereits erwähnte, mit der heutigen Wassermenge nicht zu erklären. Auch hier können wir nur an Klimaänderungen denken. Die Schotterablagerungen repräsentieren zweifellos eine längere Zeitperiode, sie nahmen warscheinlich bereits in der Mitte des Tertiärs, mit der damaligen Senkung der Erosionsbasis ihren Anfang. Die Geschichte der Anhäufungen zu rekonstruieren, dürfte mit Hilfe der herrlichen Aufschlüsse nicht schwer fallen, grosse Schwierigkeiten jedoch birgt der längere Aufenthalt in der Wüste in sich, woselbst auf die Entfernung von einigen Tagereisen im Umkreis weder Trinkwasser, noch Weide, noch Brennmaterial zu finden ist. Ich möchte die Aufmerksamkeit bloss auf folgende Daten lenken.

Im Inneren des Gebirges fand ich keine Spur einer vorpleistozänen Schuttanhäufung und falls diese auch vorhanden wäre, kommt sie doch in bedeutenderen Massen nicht vor. Da es ausser allem Zweifel steht, dass die Entstehung der in der Umgebung des Musduk-Passes befindlichen, sowie der übrigen Trogtäler in das Pleistozän zu verlegen ist, muss die Ausräumung des ebenfalls zweifellos vorhanden gewesenen, vorpleistozänen, oder doch der Vergletscherung vorangehend entstandenen Schuttes aus dem Gebirge der Vereisung zugeschrieben werden. Demnach mag sich der Schutt in der Zeit vor der Vereisung im Gebirge und am Fusse desselben mit einer steileren Abdachung als heute und eine schmälere Zone bildend abgelagert haben. Wir müssen in dieser Zeit ein arides Klima annehmen. Am Nordrand der Tumschukkhak-Wüste, in der Schlucht des Sseki-Baches befinden sich Schotterhügel, die in einem, die heutige eingeebnete Schuttzone an Höhe weit übertreffendem Niveau gelegen, Zeugen der alten Schuttzone darstellen. Das Material dieses älteren Schuttes untersuchte ich, wenn auch nur in aller Eile, fand jedoch keine auf ein humides Klima hinweisenden tonigen, mehr verfestigten Schichten in ihm. Es besteht aus trockenem, losem Geröll

und wenngleich fast durchwegs Kalkstein, ist es nicht einmal zu Konglomerat verbunden und zeigt eine rötliche Färbung.

Nach der älteren Schuttanhäufung musste die niederschlagsreichere Zeit eingetreten sein, welche für das Innere des Gebirges ein nivales Klima bedeutete. Ich betone, dass nicht bloss ein Sinken der Temperatur, sondern auch eine Zunahme des Niederschlages eintreten musste. Auf den Südhängen des Karateke-Gebirges zeigen sich die Resultate einer sehr energischen Erosion. Tiefe, schluchtartige Täler befinden sich hier, die zweifelsohne in vollem genetischen Zusammenhang stehen mit den Trogtälern des hohen, zentralen Teiles. Die Schluchttäler führen zur tiefer gelegenen Niveaufläche der Schuttzone. Der alte Schutt wurde von den Gewässern umgelagert und bildete die Wüste der ausgedehnten schiefen Ebene.

Unter Einwirkung des voreiszeitlichen ariden Klimas, mögen die schmalen Klippenzüge des Ssonkotau, Djagala, Ssubaschintau, Karadschagatschtau, Kermetau usw. von selbständigen Schutthalden umgeben gewesen sein, welche die Gewässer der nivalen Zeit ebenfalls mögen eingeebnet haben. Zwischen den Klippenzügen wurden die Becken aufgefüllt und verwischt. Folgendes Phänomen erweckt noch unser Interesse. Zwischen den präglazialen Schotterhügeln des Tumschukkhak, am Fuss des Karatake-Gebirges befindet sich auf der aus glazialer Zeit stammenden Schotterebene eine dünne Lössdecke. Der Löss gelangte demzufolge in der Eiszeit zur Ablagerung. Die Schotterebene bildet eine Terrasse, da das heutige, gewöhnlich trockene Bachbett aus ihr herauserodiert wurde. Zweifellos sind es bloss zeitweilig auftretende Regengüsse und die Wassermassen der Frühlingsschneeschmelze, die auch dieses Bett zeitweise überschwemmen.

Die Wüstenteile Degene und Djagala gehören zur eingeebneten Niveaufläche der nivalen Zeit, jedoch bedeutet diese Zeit hier kein nivales, sondern ein Wüstenklima. Die Umlagerung ging ebenfalls ohne Fussfassen der Pflanzen vor sich. Das dritte Becken ist die zwischen Djagala und Ssubaschintau befindliche Beschkap (= fünf Säcke)-Wüste. (S. Panorama pag. 308. in Prinz: Utazásaim Belső Ázsiában, Budapest, 1911.). Die präglaziale Schuttanhäufung ist auch hier vollkommen eingeebnet. Die Zahl der Terrassen jedoch ist bereits zwei. Der Schutt der kahlen Rücken des Ssubaschintau und Djagala spielt kaum irgendwelche Rolle. Der Zwischenraum der beiden Randgebirge wird nämlich durch eine horizontale Schotterterrasse ausgefüllt. Das geringe Gefälle dieser grossen Terrasse weist auf Seeablagerungen hin. Das Material derselben besteht aus Sand und feinkörnigem Kies. Das durchbrochene Felstor des Ssubaschintau scheint jüngeren Ursprungs zu sein. Eine zweite Terrasse befindet sich 6—8 *m* tiefer, die ich in die Eiszeit verlegen muss, da sie das breite, aus dem Niveau der hohen Terrasse ausgewaschene Bett ausfüllt. Auf der Decke der unteren Terrasse zeigt

sich das fast verschwindend unbedeutende Bett der rezenten Frühlingsschmelzwässer bis zum 1810 *m* Höhenpunkt der Beschkap. Hier mündet dieses Bett in eine tiefe Schlucht. In der Schlucht vegetieren Sträucher, Bäume (*Populus*), was auf einen gewissen Grad von Feuchtigkeit des Bodens hinweist. Die Schlucht beginnt am Fusse des Djagalatau. Die Entstehung der Schlucht ist der Erosion des Wassers der am Fusse des Djagalatau zutagetretenden Quelle zuzuschreiben. Der Ort bietet auch Aufklärung bezüglich der Entstehung der Tore der Felsrücken. Augenscheinlich sammelt sich das Wasser der versiegenden Bäche des Karatake-Gebirges, Sseki, Dünge, Kutschuk, Tschong-Musduk unter den Schottern der Djagala-Wüste, durchbricht den Karbonkalk-Zug des Djagalatau in unterirdischem Gang und tritt auf diese Weise in der Quelle der Schlucht Beschkap zutage. Die Entstehung der Felstore ist demnach auf den Einsturz von Höhlen zurückzuführen. In der zweiten Hälfte des Sommers jedoch genügt das Wasser der Bäche nicht mehr zur Saturierung der Schotterschichten, so dass auch die Quelle versiegt. Der in der Quelle zutage tretende Bach bleibt den grösseren Teil des Jahres nur auf einer kurzen Strecke an der Oberfläche, da die Pappelbäume gar bald ausbleiben und in der Nähe des Felstores des Ssubaschintau die Gegend bereits das Bild einer Wüste zeigt.

Die obere Terrasse der Beschkap wird durch die Deflation heftig angegriffen. Von ihrer unebenen Oberfläche entfernt der Wind das feinere Material. Die zu Konglomerat verkitteten, festeren Teile zeigen Ausblasungserscheinungen, ich sah eine wirkliche Sphinx, einige schöne Zeugenberge, die das Niveau der alten Ebene angeben.

Der Radius des vor dem Felstor des Ssubaschintau in südlicher Richtung sich ausbreitenden, mächtigen Schuttkegels misst 4 *km*. Auch die Trockenbetten verzweigen sich in radialer Richtung. Die Spitze des Schuttkegels ist in 1680, der Rand in 1540 *m* Höhe gelegen. Dieses bedeutende Gefälle ist an sich bereits ein Beweis für das jugendliche Alter des Schuttkegels. Die Schuttanhäufung nahm hier in der Glazialzeit ihren Anfang. Die kleine Ssubaschi-Oase verdankt ihre Entstehung dem jugendlichen Alter des Schuttkegels. Die geringe Auffüllung genügt nämlich nicht, um das zwischen Ssubaschintau und Karadschagatschtau gelegene Becken vollkommen zu bedecken und tritt an dessen Südrand das Wasser der Bäche wieder an die Oberläche. An der Mündung des Karadschagatsch-Tales befindet sich die Terrasse der Glazialzeit bereits in 10 *m* Höhe.

Zusammenfassung. Der Kokschal sammelt die Gewässer der hohen Akssaj—Üsüngegusch-Syrtreihe des Mittleren Tienschan in zwei Toren, das eine ist die Tschitscharbel-, das zweite die Üsüngegusch-Schlucht. Diese beiden mächtigen Durchbrüche öffnen den Wässern der Syrte das Tarin-Becken. Natürlicherweise spiegelt die Anhäufung des

Kokschalschuttes jede, in der Vereisung der Syrtgegenden eintretende Veränderung getreulich wieder. Die Kokschal-Talung befindet sich zwischen zwei, auch in der Burkhan-Zeit in bedeutendem Masse vereisten Gebirgsreihen. Die nördliche der letzteren ist seit Jahrzehnten unter dem Namen Kokschaltau bekannt. Die mächtigen Eisströme des Kokschaltau reichen auch heute noch weit herab, in der Burkhan-Zeit erreichten einige sogar die Linie des Kokschal-Flusses.

VI. Vergleichstabelle.

Tal	Obere Grenze der Steppengräser	Obere Grenze der Nadelhölzer	Gletscherende	Grenze der V- und U-förmigen Täler	Stirnmoränen
1. Südliches Bossaj	—	—	—	3280	—
2. Südl. Kogart	3000	—	4200	3130	3650
3. Kokschal-Haupttal	2880	—	—	—	—
4. Kengssu	?	—	3700?	3200?	—
5. Tschunkurtschak-Ssarbulak	2780	—	?	3050	3050
6. Terskej-Ssarbulak	?	—	—	3040?	—
7. Kisil-Kaptschagaj	3085	—	—	3000?	—
8. Nördl. Musduk	2470	3200	—	3100	—
9. Arpatschötschök	2930	—	—	3500?	—
10. Kurgaktör	2880	3600?	—	3600?	—
11. Musduk-Ssoki	2600	3220	—	3220	—

Die am Südrande des Tienschan und im Karateke-Gebirge angestellten Beobachtungen, lassen alle auf ein Anwachsen der Niederschlagsmenge im Pleistozän schliessen. Die Akkija-Zeit in der Kokschal-Gegend lässt sich aus der zwiefachen Schuttanhäufungsperiode vermuten. In der Burkhan-Zeit sind Kokschaltau und Usutau vom Scheitel bis zur Sohle vereist, stellenweise kam es am Fusse des Gebirges zu fladenartigen Zusammenflüssen (Singhardjar).

G) Das nördliche Flussgebiet des Kaschgardarja.

1. Der Tangitar-Terekssaj.

Der Kiptschak-Pass ist die Wasserscheide für drei Flüsse. Nach Norden fliesst der bereits beschriebene Akksaj-Terekti, nach Süden der Terekssaj und einer von dessen Nebenflüssen, der Kiptschakssu. Das Sammelgebiet des Terekssaj und Kiptschakssu wird durch den vom Kiptschak-Pass sich nach Süden hinziehenden Rücken getrennt. Dieser Rücken zeigt gerundete Formen, seine Linien weisen auf glaziale Scheuerung hin, sein tiefster Punkt ist in 3920 *m* Höhe gelegen. Westlich und östlich von diesem Rücken befindet sich ebenfalls je ein U-förmiger

Trog, mit vollkommen ausgebildeten, flachen Seiten. Der östliche Trog, aus welchem der Kiptschakssu entspringt, erreicht in 3700 *m* Höhe seinen tiefsten Punkt und setzt sich von da aus in nordöstlicher Richtung in einem asymmetrischen, schmalen Tal fort. Die Nordwestseite des Talabschnittes ist steil, die Schichtköpfe des Karbonkalkes bilden auf ihr lange Streifen, — die Südostseite ist sanft abgedacht, hier fallen die Gesteinstafeln gegen das Tal zu. Hier fand ich keine Spuren glazialer Arbeit oder Ablagerung. Nadelhölzer gibt es im Tale nicht. In 3400 *m* Höhe wendet sich das Tal, durchbricht die erste Gebirgskette und gelangt auf deren Südseite. Hier treten bereits Dornbüsche auf. Das Tal erweitert sich allmählich und es entwickelt sich eine grosse Terrasse. In 3050 *m* Höhe erscheinen die ersten Steppengräser.

Zwischen dem Niveau von 2900 und 2730 *m* durchbricht der Kiptschakssu die zweite Gebirgskette. Hier endet die Terrasse, mit dem unteren Ende der Schlucht nimmt das Schwemmgebiet des Flusswassers seinen Anfang. In 2600 *m* Höhe wird das Flussbett bereits von Pappeln begleitet; in 2380 *m* Höhe aber tritt der Fluss an den Rand einer 15 *km* breiten Schotterwüste, wo sein Wasser auch sogleich versiegt. Die Körner des Schotters der Wüste sind wenig gerundet, ich untersuchte die Gesteine der letzteren, konnte jedoch nichts anderes, als zwei dem Karbon angehörende Kalkarten finden. Aus der Schotterwüste erheben sich einzelne vollkommen kahle Kalkfelsen, deren Gesteinsmaterial mit dem rin„sum ausgebreiteten vollkommen identisch ist. Am Nordrand der Schotterwüste stiess ich auf einen Berieselungskanal. Die Schotterwüste ist von 2380 *m* auf 2030 *m* gleichmässig abgedacht. Ich glaube mich nicht zu irren, wenn ich die Entstehung dieser eingeebneten Niveaufläche in die Zeit der Entstehung der niedereren Beschkap-Terrasse, also in die Glazialzeit verlege.

Am Südrand der Wüste befinden sich die verschwommenen Spuren einer höher gelegenen Terrasse.

Am Südrand der Schotterwüste ist die Abdachung gegen ein Felstor gerichtet, das seine Entstehung zweifelsohne einem Höhlen-Einsturz fluviatilen Ursprungs verdankt. Es kann jedoch auch zweifellos festgestellt werden, dass derzeit oberirdische Gewässer in dieser Schlucht jährlich bloss sehr kurze Zeit hindurch Erosionsarbeit zu leisten vermögen und zwar nur in dem Falle, wenn die nördliche, sehr ausgedehnte Wüste, die das Wasser einem Schwamme gleich aufsaugt, bereits vollkommen gesättigt ist. Ich kenne den Winter der Akssai-Gegend und ich weis, dass die übrigens sehr geringe Winterschneemenge zum grössten Teil einfach verdunstet, so dass es gar nicht zur Bildung von Schmelzwässern kommt. Regengüsse aber können gar nicht so ausgiebig sein, dass sie grössere Kraft entfallten könnten, da die Wüste im Sommer ausgedörrt, des Wassers harrt. Auch hier muss also eine, dem heutigen Klima vorangehende, niederschlagsreichere Zeit angenommen werden.

Nach dem kurzen Abschnitt der Schlucht, erweitet sich das Tal wieder und hier mündet von Ost und West je ein Seitental in dasselbe. Das westliche: Khak, ist ein einfaches Trockental, das östliche: Ges, oder Kiës, jedoch ist eine ansehnliche Talung. Das Bett des Ges führte am 2. Juni 1909 ebenfalls kein Wasser mehr, aber es scheint der Ort nicht entfernt zu sein, an welchem sein Wasser versiegt, da im Tale sog. „Tschöpkana" (berieselte Kleegärten und Pappeln) vorhanden sind. Im Ges versiegt das Wasser zweifellos nur des Sommers vollständig. Die Erosion seines Bettes ist juvenil. Die Anschwemmung fluviatilen Ursprungs des aus der obgenannten Schotterwüste führenden Felstores, ist von dem Wasser des Ges unterwaschen und es gelang uns nur mit Mühe und Not unsere Packpferde von dort herabzubringen. Bei der Untersuchung des Randes der Schotteranhäufung ist es mir klar geworden, dass, seit der Ges die Unterwaschung ausgeführt, vom Felstore her kein Wasser an der Oberfläche dem Ges zugeflossen sein kann. Da der Ges die mehr als einen Meter Niveauunterschied zeigende Unterwaschung und die Vertiefung des Bettes nicht in einem Jahr, ja nicht in Jahrzehnten hat ausführen können, steht es fest, dass in der grossen Schotterwüste oberflächliche Wasser seit Jahrzehnten, ja seit Jahrhunderten nicht können geflossen sein. Diesem beweiskräftigen Moment darf also nicht zu wenig Bedeutung beigelegt werden.

Nach der Vereinigung der drei Täler folgt neuerdings eine steilwandige Schlucht. Diese durchschritt im Jahre 1903 auch die MERZBACHER'sche Expedition. Am Südende der Schlucht tritt eine mächtige Quelle, Tangitar-masar zutage, die schon seit langem bekannt ist. Die Höhe dieses Ortes bestimmte ich mit 1840 *m* (MERZBACHER 1762 *m*). Hier tritt das Wasser des Kiptschakssu und Ges wiederum an die Oberfläche, wodurch auch das Aussehen der pleistozänen Ablagerung eine Änderung erleidet.

Südlich der Tangitar-masar erheben sich quer vor dem Tale aus Karbonkalk und Artisch-Schichten (tertiärer Sandstein) bestehende, aufgefaltete Bergrücken. Der Fluss durchbricht sie sämtlich, sein Gefälle ist bereits ein gleichmässiges, seine Erosion eine beendete, senile, also sehr alte.

Vor Tangitar-masar liegt ein aus grobem Schotter gebildeter, etwa 200 *m* mächtiger Schuttkegel. Aus dem letzteren hat der Fluss erst ein breites Tal ausgewaschen, in dessen eingeebnete Niveaufläche dann eine neuere Erosion das heutige Bett einsenkte. Die Entstehung des Schuttkegels ist jedenfalls vor die der Tangitar-Schlucht zu verlegen. Die Durchbrechung der Schlucht, die Auswaschung des Flussbettes aus dem Schuttkegel, dann die Vertiefung dieses Bettes, all dies kann ebenfalls nur durch die Annahme einer niederschlagsreicheren Zeitperiode Erklärung finden. Die fluviatile Terrasse begleitet nunmehr den Fluss in 10—20 *m* Höhe bis zu dem Zollgebäude von Argu. Dieser Talabschnitt führt den Namen Togatak (Djajosu-Togatak).

Das chinesische Zollgebäude von Argu wurde vor einem neueren Felstore aufgeführt. Der Fluss durchbricht eine aus Artisch-Sandstein aufgebaute Bergkette. Dieser Ort befindet sich nur mehr in 1660 *m* Höhe. Auch hier tritt der Fluss in die Schotterwüste ein, sein Wasser jedoch versiegt nun nicht mehr, sein durch Erosion entstandenes Bett führt noch weiter, bis wohin, weiss ich nicht, denn von hier an machte ich einen Umweg nach Osten. Sieben Kilometer weiter unten gelangte ich zu dem vereinigten Bett des Terekssaj und des oben beschriebenen Kiptschak-Ges, hier war der Fluss recht ansehnlich. Der Terekssaj betritt am Südende der Argu-Oase neuerdings ein Schluchttal. Die 20-Meter-Terrasse ist auch hier vorhanden. Am Ende des Schluchttales beginnt die Altin-Artisch-Oase, am Rande der Tarim-Ebene.

2. Oberer Abschnitt des Tojun-Tales.

Vom Toragart-Pass bis in die Gegend von Kaschgar zieht sich in einer Länge von 120 *km*, in der Luftlinie gemessen, und vom Ssujok-Pass bis zum Terekti-Kisilkur in einer 80 *km* betragenden Breite, die Tojun-Talung hin. Zur Kenntnis dieser Gegend lieferten die Forsyth- und Merzbacher-Keidel-Expeditionen die wertvollsten Daten. Die Merzbacher'sche Expedition, die sich auch mit der Sammlung von auf die pleistozäne Vereisung bezüglichen Daten befasste, besuchte jedoch bloss den unteren Abschnitt der Talung, während der von mir nur in dieser Talung zurückgelegte Weg die 500 *km* bedeutend übersteigt.

Die Höhe des Toragart beträgt 3880 *m*, er reichte im Pleistozän zweifelsohne in die Region des ewigen Schnees hinein. Das Mass der Vereisung jedoch kann kein grosses gewesen sein. Am Südhang des Passes befinden sich einige trogartige Täler, begrenzt von dem steileren Gefälle des Tales, die auf eine Glazialerosion von kaum einigen hundert Metern hinweisen. Unterhalb dieses Ortes traf ich auf keine durch Eisbewegung hervorgebrachten Spuren mehr. Das Tal bleibt zwar auch weiterhin trogförmig, breit, ist jedoch nicht unbedingt glazialen Ursprungs. Der Talboden ist in seiner ganzen Ausdehnung von fluviatilen Ablagerungen bedeckt. In der Umgebung des Tojuntübe und auf den Talseiten östlich von diesem (Bostschuk-Pass) fand ich an vielen Stellen die von mir für pleistozänen Alters gehaltenen Ablagerungen. Das Tertiär ist hier durch rote Konglomerate vertreten, unter denen die ältere Gruppe starke Faltung aufweist, während die jüngere Gruppe von Brüchen durchsetzt, bloss auf Senkungen hinweist. Im geräumigen Becken des Tojuntübe gelangte nach diesen Dislokationen roter Ton zur Ablagerung, dann fluviatiler Schotter, endlich Löss in geringer Menge. Die roten Konglomerate ragen Klippen gleich über die pleistozäne Decke empor. Die pleistozänen Schotterablagerungen passen sich ganz und garnicht dem Bett des rezenten Tojun-Flusses an, sondern bilden in etwa 200—300

m Höhe (3700—3800 *m*) sich ausbreitende, flache Bergrücken. Der pleistozäne Schotter ist kleinkörnig, faustgrosse Stücke fehlen fast gänzlich, auch ist er im Gegensatz zum roten Konglomerat fast vollkommen horizontal gelagert und befindet sich ungestört, in originaler Lage. Diese Schotter beweisen, dass auch hier zwischen zwei trockenen eine feuchte Periode anzunehmen sei. (S. Fig. 7., pag. 159. in Földr. Közlem. 1908.)

Der Tojun-Bach fliesst vom Karaul (3710 *m*) an auf aufgefülltem Talboden. Bezeichnend ist, dass Mitte Mai des Jahres 1909, als in den geschützteren Winkeln des Tales, in 3300—3400 *m* Höhe noch schmutzige Fetzen des Winterschnees vorhanden waren, die Bäche kaum etwas Wasser führten. Hingegen steht ebenfalls fest, dass oberhalb des Tojuntübe nicht ein einziger kleiner Schneefleck anzutreffen war. Mitunter aber muss der Tojun doch eine grössere Wassermenge führen, da seine Ufer stellenweise Spuren bedeutender seitlicher Erosion aufweisen.

Das Tojuntübe-Becken steht durch ein Felsentor mit dem niederen (3300—3230 *m*) Kisilmojnok-Becken in Verbindung. Ein Charakterzug dieses ellipsoidalen Beckens ist es, dass hier der Bach in einem in eine eingeebnete breite Schotterfläche gegrabenen Bett fliesst, wenngleich dessen Tiefe kaum 2—3 *m* beträgt. Dann aber wird auch die ausgedehnte Schotterwüste hier von einer, im Osten von zwei noch höheren Schotterterrassen umgeben. Das Landschaftsbild und der Aufbau ist eine vollkommene Analogie des Südhanges des Karateke-Gebirges.

Kaum hat das Wasser des Tojun dieses geräumige Becken verlassen, versiegt es auch schon in 3200 *m* Höhe. Es folgt nun auf einer Strecke von 10 *km* ein aufgefülltes, trockenes Kiesbett, die Terrassen bleiben zurück. Interessant ist es, dass ich in einer Höhe von 3060—3100 *m* ein Schneefeld von zwei *km* Länge und über ein Meter Mächtigkeit vorfand und zwar am 9. Mai 1909, als das Thermometer ein Minimum von 0° C morgens, um 7 Uhr +8° C und mittags im Schatten 15° zeigte. Trotz starkem Sonnenschein wurde der Boden sieben Schritte vom Schneefeld nicht feucht, so gierig verschluckte der Boden das Schmelzwasser. In 3000 *m* Höhe tritt das Wasser wiederum zu Tage, im Zusammenhange hiemit steht die Flussbettvertiefung und die Entstehung von Terrassen. Am Mündungsorte des Tojun in den Ssujok besitzt ersterer bereits eine 2 *m* hoch mit Löss bedeckte Schotterterrasse, hier wurden die Grüfte von Kisilkur aus Lösslehm errichtet (2920 *m*).

3. Das Tojun-Ssujok-Tal.

Auf dem Zwischenland des Arpa-Syrt und Tschatirkul, sowie der Ssujok-Talung, erhebt sich der Kurpetau. Auf der Nordseite des letzteren befinden sich ansehnliche Gletscher, die Südseite jedoch ist vollkommen firnfrei. Am Westende des Kurpetau entspringen am Ssujok-

Pass die drei Ssujok-Flüsse. Der eine fliesst nach Norden in den Arpa (Narin), der andere nach Südwesten in den Kogart (Karadarja), der dritte nach Südosten in den Tojun (Tarim). Das Tojun-Ssujok-Tal nimmt seinen Anfang auf einem 3900 *m* hohen Pass. Von hier führt ein glaziales Trogtal in 4·5 *km* Länge bis zu einer Talstufe, auf welcher grober Glazialschutt vorhanden ist: die verwischten Reste einer Stirnmoräne. Unterhalb der Talstufe nehmen mächtige fluviatile Terrassen ihren Anfang, in + 5, + 15, + 60 *m* Höhe über dem Niveau des Flusses. Weiter unten, in der Gegend der Djitim-Mündung verschmelzen die beiden untersten Terrassen miteinander. In den tiefer als 3500 *m* gelegenen Höhen sind die Terrassen stellenweise verschwommen, unterhalb der Ejranssu-Mündung (3240) jedoch verlaufen die beiden Terrassen wieder unversehrt bis zur Mündung, nur werden sie niederer und verflachen (+ 10 und + 20 *m*.)

Ich erforschte vier von den Seitentälern des Tojun-Ssujok-Tales. In Djitim-Tale drang ich am 9. Dezember 1906 durch hohen Schnee empor zum Djitim-Pass, dessen Höhe etwa 3900 *m* beträgt. Auf der Ostseite des Passes weist ein geräumiges Zirkustal auf einstige glaziale Arbeit hin. (S. Földr. Közlem. 1908, pag. 161., Fig. 8.)

Das Tepschi-Tal führt von dem 3820 *m* hohen Tepschibel zum Tojun-Ssujok, welches es in 3340 *m* Höhe erreicht. Der Tepschibel befand sich im Pleistozän unter einer Firndecke, wofür die Spuren kräftiger Erosion auf dem Nordhang des Passes Beweise liefern. — Der Nordhang des Passes fällt jäh von 3820 *m* auf 3690 *m* ab und unterhalb dieser Höhe zieht sich bis zu 3600 *m* ein enges, U-förmiges Talherab. Die Länge des einst hier befindlichen Eisstromes mag wohl kaummehr als ein Kilometer betragen haben.

Der Dscherüj ist eine 3900—4200 *m* hohe, flache Bergkuppe in der Mitte des Koktantau gelegen. Auf ihr kreuzte ich zweimal die Wasserscheide der Tojun-Talung. Die Höhe des einen Passes beträgt auf Grund der von mir angestellten Messungen 4060, die des anderen 3940 *m*. In der ersten Hälfte des Mai 1909 war der Dscherüj noch von meterhohem Schnee bedeckt. — Von dem 4060 *m* hohen Sattel zieht sich in nördlicher Richtung ein flaches Trogtal hin. Es vereinigt sich in 3900 *m* Höhe mit einem anderen Trogtal, welches aus einem Nischental entspringt. Unterhalb des 3940 *m* hohen Sattels vereinigen sich zwei Taltröge in 3830 *m* Höhe; in 3750 *m* Höhe sind die vereinigten Taltröge noch entschieden U-förmig und weisen auf einstige Vereisung hin. Die vom Dscherüj ausgehenden Täler vereinigen sich in 3630 *m* Höhe mit dem aus der Gegend des Kogart-Passes kommenden Tal (Dscherüj-Kogart), hier sind die obersten Ablagerungen fluviatile Terrassenschotter. Mir scheint, dass auf der Nordseite des Dscherüj hier die Grenze pleistozäner Vereisung zu suchen ist. Der Terrassenschotter des Dscherüj-Kogart lagert sich vor die Mündung der Dscherüj-Talung.

Dscherüj-Kogart entspringt aus Nischentälern glazialen Ursprungs. An seinem Nordrande befindet sich der erwähnte Tepschibel, auf dessen Nordseite das Vorhandensein des pleistozänen Gletschers ausser Zweifel steht. Für die Südseite kann ich dies nicht mit ähnlicher Bestimmtheit behaupten. Wenngleich die Höhe des 3800 *m* betragenden Rückens unter gegebenen Verhältnissen allein das Fehlen einer Vereisung unwahrscheinlich macht, können die Züge der flachen, gleichmässigen, nicht vertieften, bis auf 3750 *m* herabreichenden Seitentäler nicht ausdrücklich als glazial bezeichnet werden. Dieses unausgeprägte Äussere fand ich auch anderwärts an vollkommen nach Süden gerichteten, sonnenbeschienenen Berglehnen vor. Ich glaube jedoch annehmen zu dürfen, dass das flache Tal von einer wenig bewegten und wirksamen Firnmasse bedeckt war.

Im unteren Abschnitt des Dscherüj, in einer Höhe von 3480 *m* fand ich an geschützteren Stellen des Bettes im Schatten der Terrassen im Mai noch den Winterschnee vor. Aus den Flussschottern baute sich hier eine Terrasse auf.

4. Ürukssaj.

Südlich des Dscherüj-Passes zieht sich eine geräumige Talung hin, die im Range dem Ütschtasch gleich kommt, dessen östlicher Nachbar sie ist. Östlich von ihr ist die Tojun-Talung gelegen. Die vom Dscherüj sich nach Süden hinziehenden Trogtäler vereinigen sich in 3800 *m* Höhe. Auf dem Hang des Dscherüj befinden sich hier einigermassen verflachende Nischentäler, das vereinigte Trogtal selbst ist U-förmig, die Sohle ist nass und zeigt geringes Gefälle. In 3800 *m* beginnt der Kemirtschek benannte Talabschnitt, der ausgesprochene V-Form aufweist und ungewöhnlich hoch, bis auf 3300 Höhe reichen auch die Steppengräser herauf. Bedeutendere Dimensionen nimmt die Schotteranhäufung oberhalb der Mündung des Ssassek an, etwa in 3000 *m* Höhe. Von hier beginnend nimmt die Erosionsarbeit des Flusses im aufgehäuften Schotter ihren Anfang und den Fluss begleiten bald darauf 30 *m* hohe Terrassen.

In der Umgebung des Tschigatschak-Karaul (2830 *m*) bedeckt pleistozäner Schutt die ganze Talung. (S. das Panoramabild in Utazásaim Belsőázsiában, pag. 274.) Aus den Nebentälern erstrecken sich mächtige Schuttfelder in das Haupttal, die der Ürukssaj nicht mehr im stande ist weiter zu führen. Der Fluss hat sich im pleistozänen und rezenten Schuttfelde einen kaum 3—4 *m* eingetieften, breiten Graben geschaffen, auf welchem er sich in mehrere Zweige zerteilt, ausbreitet. In den Nebentälern des Ürukssaj, wie dies auch aus deren Namen Karagaj, Artschalidjilga ersichtlich ist, kommen auch Nadelhölzer vor, jedoch weit entfernt von der Mündung, in etwa 3300—3500 *m* Höhe.

5. Die beiden Quelltäler des Ütschtasch.

Das in der Nähe der Station Ulugtschat der grossen Karawanenstrasse Andischan-Kaschgar, in den Kisilssu mündende Ütschtasch-Tal ist bereits seit langem bekannt. Ich beging seine beiden Quelltäler am 4–6. Mai 1909, zwischen Kalmakaschu und Dscherüj. Damals war der Dscherüj noch hoch mit Schnee bedeckt. Von dem im Pleistozän zweifelsohne eisbedeckten Plateau reichten in westlicher und östlicher Richtung Eiszungen herab. Die Grenzen derselben sind jedoch schwer zu erkennen, da ihr Transport an Schutt ein äusserst geringer war. Soviel jedoch darf ich als unzweifelhaft behaupten, dass das Haupttal bereits in einer Höhe von 3600 *m* eisfrei war, da von hier an das Pleistozän ausschliesslich durch fluviatile Ablagerungen vertreten ist. Das untere Ende des pleistozänen Gletschers mag im Niveau von 3780—3800 *m* gelegen sein. Die Grenze der V- und U-förmigen Täler ist verschwommen, das Eis hat die Form des pleistozänen Tales wenig geändert.

In 3540 *m* Höhe vereinigen sich drei grosse Täler. Die Zahl der Terrassen beträgt hier drei, die erste in 4, die zweite in 6—10, die dritte in 30 *m* Höhe. Von hier bis zur Mündung des Temirgen (3280 *m*) ist die geräumige, ständig von zwei Terrassen begleitete Talung in horizontal gelagerten, graugrünen Sandstein (Jura?) eingebettet. Der Sandstein wird von rotem Konglomerat bedeckt.

Auf meinem Weg durch das Attei-Karatasch-Tal machte ein grausamer Schneesturm jedwede Beobachtung unmöglich.

Zusammenfassung. Koktantau, sowie der benachbarte Kurpetau und die südlichen Abhänge des Terektitau, sind heute vollkommen firnfrei. Die bis 4200 *m* hohen Bergrücken sind zwar mit Ausnahme einiger Wochen das ganze Jahr über von Schnee bedeckt, jedoch verhindert der ständig über die Bergrücken streichende Wind in Ermangelung von Schutzwänden, die Bildung einer Firndecke. Auf der südlichen, steilen Felswand des Kurpe au kann es trotz erheblicherer Höhe nicht zur Bildung von Eisströmen kommen. Die Schuttanhäufungen der wüsten Gebiete der Umgebung, sowie die konkaven Hänge der Bergrücken, lassen die Annahme als berechtigt erscheinen, dass auch hier das dem heutigen Klima vorangehende Burkhan-Klima eine Rolle gespielt habe. Im Koktantau sowohl, als auch im Terektintau finden sich in fast gleicher Höhe Zirkusse mit niederen Wänden und in Begleitung sehr beschränkter Moränenbildung mehr oder weniger lange, jedoch niemals bedeutende Trogtäler. Aus den Daten der acht Trogtäler lässt sich die Firngrenze der Burkhan-Zeit leicht bestimmen. Die unterhalb des Trogtales beginnende, fluviatile Auffüllung verdeckt die Linien der älteren Akkija-Vereisung vollständig. Dem nivalen Klima der Burkhan-Zeit entsprechend, zeigen die Schuttgürtel der Umgebung ganz deutlich die

Folgen der Verfrachtungsarbeit eines zwischen die beiden Trockenperioden eingeschalteten, wasserreichen Zeitabschnittes. In dieser Beziehung stimmt der Koktantau mit dem Karateketau vollkommen überein.

VII. Vergleichstabelle.

Täler	Obere Grenze der Steppengräser	Obere Grenze der Laubbäume	Obere Grenze der Nadelhölzer	Grenze der V- u. U-förmigen Talabschnitte	Stirnmoränen
1. Kiptschak-Terekssaj	3050	3400	—	3700	—
2. Toragart-Tojun	3000	—	—	3760	—
3. Tojun-Ssujok	3000	—	—	3650	3650
4. Tepschi	—	—	—	3600	—
5. Dscherüj	—	—	—	3630	—
6. Dscherüj-Kogart	—	—	—	3750	—
7. Ürukssaj	3300	2900	3500	3800?	—
8. Ütschtasch-Temirgen	—	—	—	3750	—

H) Der Nordhang des Bolor-Gebirges.[1]

1. Die Kisilart-Talung.

Das Bolor-Gebirge wird vom Kisilart-Gebirge durch ein mächtiges Durchbruchsquertal des Karaart geschieden. Die russische Pamir-Expedition (Putjata, Ivanov, Benderskij) vom Jahre 1883 entdeckte diese Enge, besuchte jedoch bloss die Quellgegend des Karaart, um von dort ihren Weg nach Süden zu nehmen. Von glaziologischen Beobachtungen ist kaum die Rede. Topographische Beobachtungen mag ein russischer Militärkartograph später angestellt haben, hierauf weist die Zehn-Werst-Karte hin (zusammengestellt von Kusmin 1896), die jedoch nicht einmal die Richtung des Tales zur Genüge zum Ausdruck bringt und auch bezüglich der Höhenangaben bloss Daten einiger Punkte des Talbodens aufweist.

Ich gelangte vom Kiakbaschi-pamir aus auf dem Ojürmabel zur Wasserscheide der Talung, für deren Höhe ich 4070 *m* fand. Unterhalb des Ojürma, auf der Nordseite beträgt die Höhe des Karaart-Tales 3630 *m* und hier endet dessen mächtiger Trogtalabschnitt. Der aus dem Karakol-Becken führende Pass ist weit über viertausend *m* hoch und war im Pleistozän zweifelsohne von Eis bedeckt, heute ist er firnfrei. Dem Ojürma-Tale gegenüber beobachtete ich eine verwaschene terrassenähnliche Schuttanhäufung, die wahrscheinlich als Überrest der Stirn-

[1] S. Taf. 12.

moräne des pleistozänen Karaart-Gletschers zu betrachten ist. Ihr Material besteht aus Stücken verschiedener Gesteine, die in geringem Grade abgeschliffen sind. Zwar zeigt auch die unmittelbare Umgebung ein Bild äusserst abwechslungsreichen Aufbaues — Phyllit (Serizitalbitphyllit), Gneis (Sillimanitgneis), Granit (Biotitgranit), quarzhältiger Kalkschiefer, Porphyroid und zweierlei Karbonkalke folgen einander wechselweise — auf dem benachbarten Berghang jedoch befindet sich keinerlei Wasserriss, mit dem man diese Schuttanhäufung in Zusammenhang bringen könnte.

Unterhalb des Ojürma beginnt die wilde Muk-Schlucht, in welcher bereits jede Spur des pleistozänen Eises fehlt. Die derzeitige Vereisung ist durch einige kleine, in 4600—4800 *m* Höhe befindliche Nischengletscher vertreten, von denen wasserreiche Kaskaden in die Schlucht hinabstürzen.

Der Karaart mündet in 3210 *m* Höhe in den grösseren Kisilart-Fluss, von wo an sie den Namen Markanssu führen. Von hier an nimmt der Markanssu seinen Lauf auf einer Strecke von etwa 30 *km* in einem von rotem Konglomerat erfüllten Becken, um bald darauf neuerdings in eine Kalksteinschlucht einzutreten, welche das Aigart-Plateau vom Maltabar-Gebirge scheidet. Die Zahl der Flussterrassen im Becken beträgt zwei, was am Eingang der Seitentäler gut erkenntlich ist.

In 2770 *m* Höhe mündet der Dongusbulak in den Markanssu, mein Weg führte durch dieses Seitental. Auch im Tale des Dongusbulak sind zwei Terrassen vorhanden. An Stelle des roten, grobkörnigen Sandsteins und Konglomerates tritt hier bereits der feinkörnigere, graue Angara-Sandstein. Am Eingang eines kleinen Seitentales des Dongusbulak bot sich mir ein eigenartiges Bild dar. In nächster Nähe des Dongusbulak-Bettes erheben sich in 2950 *m* Höhe die beiden Terrassen, von denen die obere Terrasse einen, den Eingang des Seitentales sperrenden Schuttdamm bildet, welchen ich im ersten Augenblick für eine Stirnmoräne hielt. Das hinter diesem befindliche, V-förmige Tal, das einheitliche Material, sowie die jugendliche Erosion des Baches auf den Terrassen des Haupttales verrieten jedoch, das wir es hier nicht mit durch Eis verfrachtetem Geschiebe zutun haben. Den Ursprungsort des zweifelsohne durch Bergsturz angehäuften Materials hat die Zeit bereits verwischt. Auf 2 *km* Entfernung in südlicher Richtung fand ich in 3020 *m* Höhe eine weitere, ebenfalls durch Bergsturz hervorgerufene Schuttanhäufung. Bezeichnend ist, dass die ältere Flussterrasse, wie mir scheint, den erwähnten Schutt bedeckt.

Die Dongusbulak-Quelle befindet sich etwa anderthalb Kilometer vom zweiten Schuttdamm entfernt. Das breite, grasbewachsene Tal des Dongusbulak bildet den Westhang des 3850 *m* hohen Aigart-Passes. Spuren der Arbeit des Eises fand ich hier trotzdem nicht.

Das aus der Richtung des Markanata in die Nachbarschaft des

Aigart-Passes sich hinziehende Minteke-Gebirge durchbricht ein Bach, Kogrim genannt, dieser entspringt aus den Gletschern der Nordseite des Kingtau.

2. Das Tal des Aigartssu.

Das Tal des Aigartssu beging ich vom Aigart-Pass (3850 *m*) bis zur Mündung des Targalik-Tales (2285 *m*), von wo mein Weg mich in letzterem Tale auf den Atdjeilö-Pass (3910 *m*) führte.

Die Seitenwände des Aigart-Tales bestehen fast ausschliesslich aus grauem Kalksteinkonglomerat. Das ganze Aigart-Plateau ist aus Konglomerat aufgebaut. Wie aus der Lage der Tschimgenssas-Ablagerungen (Kreide-Eozän) ersichtlich, muss die Entstehung der Konglomerate in die erste Hälfte des Mesozoikums verlegt werden. Ich fand in dem das Konglomerat bildenden Material kein anderes Gestein, als den südlich des Aigart-Plateaus anstehenden und wahrscheinlich den ganzen Minteke-Gebirgszug bildenden Karbonkalkstein. Im ersten Entwicklungsstadium des Aigart-Tales entstanden infolge Auswitterung und Abrasion neue Schuttanhäufungen, deren Farbe sehr oft eine rote ist. Die letzteren Schutthügel sind heute zu kleinen Rücken erodierte, ausgewaschene Hügelreihen, die bedeckt sind von der, einer neueren Zeit der Schuttbildung angehörenden Schottermasse mit eingeebneter Oberfläche.

Der rezente, wasserarme Bach entspringt an der ziemlich steilen Ostseite des Aigart-Passes, entfaltet jedoch keine bedeutende Erosionstätigkeit. Unterhalb des Passes und an den Passhängen befindet sich aus mächtigen Felsblöcken bestehendes, loses Material, an dessen Ablagerung möglicherweise ein kleineres Firnfeld, das bestrebt, sich in einen Nischen-Gletscher umzuwandeln, mitgewirkt haben mag, echte Kare jedoch gibt es hier nicht und das lose Material mag wohl an der von den Schmelzwässern der Firnfelder durchtränkten Berglehne leicht abgerutscht sein. Unterhalb derselben im Tale befindet sich keine Terrasse. Die Arbeit der Eiszeit dürfte bloss in der Ausgestaltung der eingeebneten Schutthalden zum Ausdruck gekommen sein. Demnach war also unterhalb des Aigart-Passes in der Burkhan-Zeit kein echtes Gletscherbett vorhanden.

Das erste südliche Seitental des Bogoldscheilö führte am 29. Juni 1909 noch so grosse Wassermengen, dass ich hieraus auf Schmelzwässer rezenter Gletscher schliessen muss. Die ausgedehnten Firnfelder des östlichen Nachbartales, des Külgünek, sowie die auffallend tief herabreichende Zunge eines Gletschers sind auch aus dem Aigart-Tale gut sichtbar. Schätzungsweise, freilich aus sehr grosser Entfernung, nehme ich an, dass das Ende dieses Gletschers unter das Niveau von 4000 *m* herabreicht. Külgünek ist ein typisches Trogtal. In seinem

unteren Abschnitt ist infolge von bedeutender Schuttanhäufung (rotes Konglomerat) die Form des Tales verwischt, zweifelsohne aber befand sich das Ende des pleistozänen Gletschers zwischen den Niveaus von 3300 und 3500 *m*.

Im Aigartssu-Tale verwischen die massenhaft auftretenden Erdrutschungen alle älteren physiographischen Charakterzüge. Vom Aigart-Passe ziehen sich gegen Osten in einer Länge von über 5 *km*, den Rand des Aigart-Plateaus bildend, stark zerklüftete graue Kalkkonglomeratwände dahin. Alte und frische Bergstürze haben ihr Material zu einer Masse angehäuft. Auch die Aufstauung des Tüschkentaschköl ist die Folge eines Bergsturzes; ein über letzterem befindliches, kleines, verschüttetes Seebett ist gleichen Ursprungs. (S. die Bilder in Utazásaim Belsőázsiában, Budapest, 1911, pag. 202. u. 236.)

In den Aigartssu ergiesst sich in 2900 *m* Höhe ein Musduk benannter Bach. Der Wasserreichtum des brausenden Gebirgsbaches verrät sofort dessen Herkunft aus Firnfeldern. Von hier an fliesst der Aigartssu in einem breiten Cañon-Tale, das in das Ujugur-Plateau eingeschnitten ist. Der südliche, höhere Rand des Aigart-Plateaus hat eine mittlere Höhe von 4000—4100 *m* und senkt sich allmählich nach Nordost. Die zwischen dem Bolor-Gebirge und dem Aigart-Plateau gelegene Aigart-Talung verwandelt sich zu einer flachen Konglomeratmulde, dort, wo der Rand des Aigart-Plateaus an Steilheit verliert und somit für die Entstehung von Erdrutschungen weniger günstig wird. Allem Anscheine nach haben hier die Rutschungen bereits ein Ende genommen. Die flache Konglomeratmulde führt den Namen Ujugur. Ujugur ist ein vollkommen aufgefüllter Talboden, während in der oberhalb desselben gelegenen Gegend des Tüschkentaschköl der Anffüllungsprozess noch nicht zum Abschluss gelangt ist. Sobald der Aigartssu den alten Talboden betritt, gräbt er sich ein Cañon-Tal. In diesem breiten Cañon-Tal erbaute der Fluss Schotterterrassen von 1·5—2·5 *m* Höhe, die von den Kirgisen bereits für den Ackerbau herangezogen werden, wobei auf denselben bereits einige primitive Berieselungsanlagen eingerichtet wurden. Das Aigart-Plateau ist als ein aus einer riesigen Schutthalde herausgenagtes Stück anzusehen. Der Kreide-Eozän-Transgression ging eine Senkung des östlichen Teiles der Aigart-Talung voraus. Bis Ende des Tertiärs ist die Aigart-Talung infolge von Einstürzen, Einbrüchen und Erosionswirkung ausgebaut und zwar zweifelsohne entlang eines W—E streichenden Längsrandbruches. Der Talboden wird an den unteren Teilen dieser Talung gegen Ende der Tertiärs durch die senil gewordene Erosion geglättet. Das Tarim-Becken ist ein Senkungsgebiet, daher vertieft sich die Erosionsbasis. Dieser Umstand allein ermöglicht eine Verjüngung der Erosion. Jedoch ist es wahrscheinlich, dass in der Glazialzeit auch eine Vermehrung der abfliessenden Wassermenge eingetreten war. Ein bedeutenderer Faktor, als der letztere, ist im Formungsprozess der Schluchttäler

das Sinken der Erosionsbasis, da hier die ebenfalls schluchttalartigen, wohl eines eigenen vergletscherten Sammelgebietes ermangelnden Nebentäler in einem Niveau mit dem Haupttale an dasselbe herantreten, es fehlt also die charakteristische Übertiefung. Während wiederum die für das Haupttal bezeichnende, 1·5—2 *m* hohe fluviatile Terrasse sich in den nördlichen Nebentälern nicht vorfindet, in den südlichen, zum Teile auch heute noch vereisten Nebentälern aber vorhanden ist. Das Gesagte zusammenfassend, kann die Wirkung der pleistozänen Vergletscherung als eine wenig bedeutsame, fluviatile Akkumulation bezeichnet werden, da die fluvioglaziale Arbeit durch die Senkung beeinflusst wurde. Der praepleistozäne Talboden (Ujugur-Plateau) befindet sich 60—80 *m* über dem rezenten Talboden. (S. Prinz: Bolor-tag. Földr. Közlem. L. 1922, Taf. III., Fig. 4.)

3. Das Targalik-Tal.

Am 30. Juni und 1. Juli 1909 bestieg ich von der Quelle des Targalik-Baches aus (2285 *m*) den Atdjeilö-Pass (3910 *m*) und erforschte ein Nebental zweiter Ordnung der Kaschgarer-Alpen.

Ich zeichnete eine Skizze von dem weit ausgedehnten Panorama, dass sich dem Blick auf dem Atdjeilö-Pass darbietet und welches sowohl in physiographischer Beziehung, als auch in Bezug auf den Aufbau des aus Gesteinschutt gebildeten Randes, eine Menge interessanter Daten enthält. Der östliche Atdjeilö-Pass (3910 *m*) befindet sich auf dem Rücken der Wasserscheide des Targalik und des Kur-Tschimgen. Auf seiner westlichen Seite befindet sich ein schönes Zirkustal, an dessen Seite ein Pfad auf den westlichen Nebenrücken, den West-Atdjeilö-Pass (3765 *m*) führt, unter dem sich ein zweites pleistozänes Zirkustal befindet, geräumiger, als das erstgenannte.

Die beiden Zirkustäler werden von Nischen eingefasst und sind ausgesprochen glazialen Ursprungs. Die pleistozäne Firnmasse beider dürfte etwa bis auf das Niveau von 3400 *m* herabgereicht haben. In dieser Höhe verengt sich das breite Zirkustal plötzlich, es entsteht eine Talstufe und hier befindet sich auch zugleich die obere Grenze der Tannenwälder. Die obere Grenze der Tannenwälder im westlichen Tal liegt in 3380 *m* Höhe. Der Gürtel der Tannenwälder endet in einer Höhe von 2780 *m*. In 2745 *m* Höhe mündet das Tal in den Rand des Tarim-Beckens, wo sofort die Region der Steppengräser beginnt. Der untere Abschnitt des Targalik ist ein Zweiterrassen-Tal, auf der unteren Terrasse (+ 3—2 *m*) befinden sich berieselte Felder und Winterlager. Das Tal vereint sich mit dem Aigart in einem Niveau, in 2285 *m* Höhe.

4. Tschimgenssu.

Als östlicher Nachbar des Targalik erstreckt sich das Kur-Tschimgen-Tal, dessen Bach sich in 2560 *m* Höhe in den dem ihm parallel ver-

laufenden Tal entströmenden Tschimgenssu ergiesst. Zwischen den beiden Tschimgen-Tälern erhebt sich ein Bergrücken von 4000—4200 *m* Höhe; einer seiner Pässe, der Djanbulak-Pass bietet auf 6·5 *km* Entfernung von der Mündung der beiden Tschimgen, einen bequemen Übergang, in einer Höhe von insgesamt 3800 *m*.

Im Kur-Tschimgen-Tal liegt die obere Grenze der Tannenwälder und mit ihr der Anfang des engen, felsigen, V-förmigen Tales auffallend tief, in kaum 3200 *m* Höhe. Im Tale drang ich bloss bis zu einer Höhe von 3685 *m* empor, von wo aus mein Weg auf den Djanbulak-Pass führte. Vom Passe selbst, sowie von dem dahin führenden Weg aus jedoch war das Antlitz fast des ganzen Tales gut zu sehen. Der Bach des Kur-Tschimgen sammelt die Schmelzwässer sehr ausgedehnter Firnfelder. Die Firnfelder füllen flache Kessel aus. Es konnte mittels des Horizontglases schätzungsweise festgestellt werden, dass im oberen Abschnitt des Kur-Tschimgen-Tales die untere Grenze der Firnfelder zwischen 4100—4200 *m* liegt. Der sich bis auf das Niveau von 3200 *m* herabsenkende, pleistozäne Taltrog wendet sich unterhalb des erwähnten Djanbulak-Passes mit schwacher Biegung und wird zum Quertal, ohne hiedurch in Bezug auf seine Form eine Änderung zu erleiden. An den Hängen des Trogtales bezeichnen zwei typische Uferlinien die Mächtigkeit des pleistozänen Gletschers. Der Talboden ist breit, von glazialem Schutt bedeckt. Ein unmittelbar unterhalb des Djanbulak befindlicher, dammähnlicher Hügel lässt auf eine Endmoräne schliessen, die jedoch durch das von der südlichen Kalksteinwand herstammende Geröll fast ganz verschüttet wird. Der Bach hat sich einen 6—8 *m* tiefen Cañon in den Talboden eingeschnitten. (Fig. 48.)

Auf den, den oberen Abschnitt des Kur-Tschimgen-Tales umgebenden Bergrücken zieht sich eine Reihe glazialer Nischentäler hin, deren untere Randhöhenlage zwischen 3700—4000 *m* schwankt. Der Djanbulak-Pass dürfte allwahrscheinlich eisfrei gewesen sein, da seine Hänge keine nischenähnlichen Talbildungen aufweisen.

Das in der Nähe des Kur-Tschimgen gelegene Tschimgenssu-Tal ist eines der ansehnlichsten am Nordhang des Bolor-Gebirges. Aus einem unterhalb des Djanbulak-Passes gelegenen, amphitheatralischen Taltrog bricht sich der Tschimgen durch ein schmäleres, fast schluchtartiges Tal hindurch einen Weg zum Tarim-Becken. Ansehnliche Seitentäler münden in das Tal-Amphitheater. Aus den Seitentälern blinkt das grünsilberne Eis der Gletscher herüber. Der Boden des Amphitheaters ist bedeckt von Rundhöckern, zwischen denen sich feuchte Wiesen über die wenig gerundeten, zumeist aus scharfkantigen Schieferstücken bestehenden Gesteinstrümmer glazialen Ursprungs ausbreiten.

Am Südhang des Djanbulak-Passes befanden wir uns in 3365 *m* Höhe. Der Bach des Djanbulak mündet hier in den Kölssu. Vom Djanbulak aus bietet sich ein guter Ausblick auf das ganze Tal des Kölssu. Sein

Bach entspringt aus zwei Zirkustälern. Zwei Nischengletscher des nördlichen Zirkus und den Talgletscher dritten Ranges konnte man gut wahrnehmen. Der pleistozäne Gletscher vereinigte sich mit dem Gletscher des Tschimgenssu, die Stelle wird durch eine Stirnmoräne angedeutet. Die Seitenmoräne des Hauptgletschers des Tschimgenssu befindet sich in dem unteren Abschnitt des linken Ufers des Kölssu, unterhalb der Djanbulak-Mündung. Sie besteht aus mächtigen, sich an die Bergwand anschmiegenden Anhäufungen. Inmitten des welligen Hügellandes,



Fig. 48. Das in die Akkija-Oberfläche eingeschnittene, Burkhan-zeitliche Trogtal und die altalluviale Schlucht des Kur-Tschimgen-Tales.

bereits drinnen im schluchtartigen Taleingang, befindet sich der Durssun-Masar, ein Heiligtum der Kirgisen, bestehend aus zwei weissen Marmorklötzen auf einem mächtigen Moränenblock, umringt von den üblichen, mit Tuchfetzen behängten Tannen, gleichsam als wäre er ein Grenzstein des pleistozänen Gletschers. Das Tor des Amphitheaters, an der Grenze pleistozäner Vergletscherung, vormals vereister Gebiete gelegen, wo der schmale Streifen Tannenwald auf der im Pleistozän unvereisten Berghalde bis an das Bett des Tschimgenssu heranreicht, befindet sich in 3000—3100 *m* Höhe.

Eine primitive Brücke, bestehend aus einem über den Bach gelegten Baumstamm, liegt nach meiner vermittels Aneroid vorgenommenen

Messung in 2990 *m* Höhe, wo auch die fluvioglazialen Terrassen ihren Anfang nehmen. An den Seitenwänden des Tschimgenssu-Amphitheaters, besonders zwischen dem Aktaman- und Kölssu-Tale, also an der Westseite, sind Gletscheruferlinien von seltener Schönheit zu sehen.

Die Flüsse haben sich am Boden des Amphitheaters Cañons von 5—10 *m* Tiefe gegraben. Der Aktaman dürfte aus seinen ausgedehnten Firnbecken und einem recht ansehnlichen Gletscher entsprungen sein, der pleistozäne Zirkus des zwischen ihm selbst und dem Kölssu gelegenen Kepek-dscheilö jedoch ist derzeit firnfrei. Der Tschimgenbaschi und der oberhalb des Aktaman, diesem parallel verlaufende Demtör, befindet sich unmittelbar unterhalb des Hauptrückens des Ulugarttau. Hier sind auch heute noch recht ansehnliche Gletscher vorhanden, ist doch der Abhang des Ulugarttau bis zur halben Höhe von Firn bedeckt.

Von der 6000 *m* überragenden Hauptgebirgskette reicht die Firndecke bis auf 3800—3900 *m* herab, während ich mit Hilfe des Horizontalglases feststellen konnte, dass das Ende eines kleineren Nebengletschers sich in 3700 *m* Höhe, einem allerdings auffallend niederen Niveau befindet.

Unterhalb des Höhenpunktes von 2990 *m* beginnen die Fluvioglazialterrassen. Das erste Seitental Kajin ist das einzige, das derzeit Nischengletscher aufzuweisen hat. Eine Seite des, die Gletscher hoch überragenden, an den Watzmann im Salzkammergut erinnernden Gipfels ist ebenfalls mit Firn bedeckt. Im Pleistozän befand sich auch in diesem Tal ein Gletscher. Etwa ein *km* oberhalb der Mündung des Tales, in einer Höhe von etwa 3250—3300 *m*, befindet sich eine Stirnmoräne und über dieser ein von frischem, grünem Rasen bedecktes Trogtal.

Auf der Hauptterrasse des Tschimgenssu in 2850 *m* Höhe finden wir bereits Berieselungskanäle. Die breite Terrasse ist 20 *m* hoch, die zweite Terrasse befindet sich im Bett des Baches und ist unbedeutend. Hier liegt der Nadelwaldgürtel auf der Bergwand bereits in beträchtlicher Höhe. Tschimgen und Kur-Tschimgen vereinigen sich in 2560 *m* Höhe, jedoch bereits am Rande des Tarim-Beckens. (S. Prinz: Bolortag; Földr. Közlem., L. 1922, Taf. III., Fig. 4.)

5. Ulugart-Bostanartscha.

Der erste und vor mir der einzige europäische Besucher des Inneren des Bolor-Gebirges, Hedin, nahm seinen Weg im Ulugart-Tale aufwärts auf den Ulugart-Pass und von da auf das Kiakbaschi-Pamir. Vom 13—15. Juni 1909 führte mich mein Weg durch den unteren Abschnitt des Ulugart-Tales in das Bostanartscha-Tal, von wo aus ich den Atojnok-Pass erreichte.

Ich fand für die Höhe des Atojnok-Passes 4195 *m*. Während auf der Passhöhe die schmelzenden Reste des Winterschnees blinkten,

trug die in der Nähe befindliche, steile Bergwand in 4250 *m* Höhe ein mächtiges Firnfeld, von dessen Rand die sich loslösenden Firnmassen im Begriffe waren, in der Richtung gegen das Bostanartscha-Tal abzustürzen. Unterhalb des Passes lässt das Vorhandensein eines glazialen Nischentales auf einen pleistozänen Nischengletscher schliessen. Die Hänge der Nische sind bereits mit rezentem Geröll bedeckt, jedoch kann noch beobachtet werden, dass das Ende des Nischengletschers sich in etwa 3800 *m* Höhe befand. Die Höhe des Hauptrückens des Bolor-Gebirges ist hier eine beträchtliche und von ihm aus erstreckt sich auch der Hauptgletscher tief herab in das Bostanartscha-Tal. Die derzeitige Höhenlage seines Endes schätze ich auf 3500—3550 *m*. Der pleistozäne Gletscher dürfte sich zweifelsohne bis in die Nähe der Artschalajrik-Mündung erstreckt haben. Das Bostanartscha-Tal zeigt in 3250 *m* bereits einen V-förmigen Querschnitt, hier ist der Rand der grössten Ausdehnung der Burkhan-Vergletscherung zu suchen. Eine Stirnmoräne fehlt, kann auch gar nicht da sein, da der Bach zwischen den ständig anwachsenden Schuttkegeln kaum Platz findet. Talaufwärts erweitert sich das Tal zu einem schönen, wenngleich engen U-Querschnitt.

In 3150 *m* Höhe vereinigen sich die Täler Bostanartscha und Artschalajrik. Das letztere Tal sah ich bloss von der Gegend der Mündung aus. Der untere Abschnitt des Tales ist geräumig, breit, die Talhänge werden von Schutthalden gebildet. Die Pforte des Tales ist eng, der Eingang durch einen Felshügel versperrt, wahrscheinlich infolge eines Bergrutsches. Etwa drei *km* von der Mündung entfernt, nimmt der obere Abschnitt des Tales seinen Anfang, der vom unteren durch einen Damm getrennt ist, gebildet aus Hügeln, die aus losem Material aufgebaut sind. Es handelt sich hier um einen Bergsturz, oder eine Moräne, die nach der Wirkung der Ablation an ihrer Oberfläche geurteilt, nicht als rezentes Gebilde angesprochen werden kann.

Sowohl der Bostanartscha, als auch der Artschalajrik betreten bereits vor ihrer Vereinigung ein cañonartiges Bett, gelangen jedoch in nicht all zu grosser Entfernung nach diesem in ein flaches, an Windungen reiches Bett. Die beiden wasserreichen Gebirgsbäche vereinigen sich im Niveau; weiter talabwärts halten die Seitentäler nicht mehr Schritt mit ihnen, das Haupttal zeigt von hier an bereits den Charakter der Übertiefung. Die Bäche der Nebentäler bilden in den schluchtartigen Betten Katarakte, bevor sie in das Hauptbett eintreten. Das Haupttal besitzt eine einzige ansehnliche fluvioglaziale Terrasse. Ich fand für die obere Grenze der Laubbäume 3160 *m*, für die *Lasiagrostis*-Grenze 2950 *m*.

Etwa in 2640 *m* Höhe mündet der Bostanartscha im gleichen Niveau in den Ulugart-Fluss. Von hier an wächst die Zahl der pleistozänen Terrassen. So, wie der Fluss das Tarım-Becken betritt, treten auch drei mächtige Terrassen auf, über die ich bei der Beschreibung des innerasiatischen Beckens näher berichten werde.

6. Das Atojnok-Tal.

Im östlichen Teil des Bolor-Gebirges (Kaschgarer-Alpen) befinden sich die mächtigsten Gletscher der nördlichen Abdachung. Vom Atojnok-Pass aus gelangte ich auf dessen östlicher Geröllhalde bereits in 3489 *m* Höhe auf die rezente Seitenmoräne des West-Atojnok-Gletschers, deren fichtenbewachsene Schutthügel dieses Nebental vollständig abschliessen. Der vom Pass kommende Bach fliesst in einem zwischen der Seitenmoräne des grossen Gletschers und die Bergwand eingeschnittenen Bett, parallel zum Gletscher. Hier liegt die obere Grenze der Nadelwälder. Auf der Seitenmoräne drang ich bis zur Höhe von 3900 *m* vor. Im Zirkus des West-Atojnok-Gletschers bot sich mir ein in seinen Verhältnissen überaus mächtiges Gletscherpanorama dar. (S. Prinz: Bolor-tag; Földr. Közlem., L. 1922, Taf. III., Fig. 3.) An der Westseite fliesst ein aus einem Zirkustal des den Bostanartscha und Atojnok scheidenden Rückens steil herabfallender Gletscher talwärts. Ich nenne ihn Klein-Atojnok. Der Klein-Atojnok-Gletscher fliesst auf den Boden des grossen Atojnok-Zirkus herab und überlagert eine kahle Schotterebene. Der Gletscher ist 60—80 *m* mächtig, mit abgerundetem Ende, von wo aus Gletscherbäche sich auf die Schotterebene ergiessen. Vor der Schotterebene erhebt sich eine mächtige Stirnmoräne in einer Entfernung von kaum 100 *m*. Das Niveau der Schotterebene lässt erkennen, dass sie als eine Seenablagerung anzusprechen sei. Der Klein-Atojnok-Gletscher hat sich demnach um etwa 100 *m* zurückgezogen.

In der Nähe des Klein-Atojnok-Gletschers, jedoch in einem tieferen Niveau — was zweifelsohne auf die grössere Erosionskraft der grösseren Eismasse zurückzuführen ist — hat die Seitenmoräne des West-Atojnok die Vereinigung der beiden Eismassen stets verhindert. Die Seitenmoräne wandelte sich nicht in eine Mittelmoräne um, nahm nicht Teil an der Verfrachtung, so dass wir hier einer sonderbaren Erscheinung gegenüber stehen, die uns in ein und demselben Tal zwei von einander ganz unabhängige Eisströme zeigt, — wenigstens in einem Abschnitt. Natürlich würde der Klein-Atojnok, nach entsprechendem Wachstum, über die grosse Seitenmoräne hinüber stürzend, sich in den Hauptgletscher ergiessen. Der West-Atojnok-Gletscher folgt in einem einige *km* langen Abschnitt dem Hauptrücken und nimmt die Vorhanggletscher desselben mit Ausnahme einiger in sich auf. Hie und da gelangen die vorhangartigen Nischengletscher, gerade infolge der beträchtlichen Austiefung des Eisstrombettes, auf die steilwandige Felsschulter des Hauptgletschers, an der sie nun nichtmehr herabgleiten, sondern abbrechen und hinabstürzen. Die Ebenheit der Oberfläche des Hauptgletschers wird durch die auf sie niederstürzenden Firnmassen gestört.

Die Länge des West-Atojnok-Gletschers beträgt 5·5 *km*, er endet in einer Höhe von 3370 *m*. Der interessanteste Charakterzug des

Gletschertales ist wohl, dass die Eismasse das Tal nicht gänzlich auszufüllen vermag. Kaum $^2/_3$ des nahezu 1000 *m* breiten Tales werden von dem Eisstrom eingenommen. Das Tal weist auf die einstige Arbeit einer vielfach mächtigeren Eismasse hin. Die Schulter des pleistozänen Eisstromes befindet sich wenigstens 200 *m* über der Oberfläche des rezenten Gletschers. Der unausgefüllt bleibende Talbodenstreifen ist ein durch mit Moränen wechselnden Rundhöckern bezeichneter Eisstromboden, in welchen das Schmelzwasser des Klein-Atojnok längs der grossen Seitenmoräne einen kleinen Graben eingeschnitten hat. Diese meine Beobachtung glaube ich auch aus allgemeinen glaziologischen Gesichtspunkten erwähnen zu müssen. Zwischen dem Niveau des pleistozänen und des rezenten Gletscherbodens zeigt sich ein bedeutender Unterschied. Dieser Niveauunterschied lässt sich nur mit Hilfe der Glazialerosion erklären. Die Arbeit der Erosion war vom Ende der pleistozänen Glazialperodie an, bis auf den heutigen Tag eine derart intensive, dass der rezente Gletscher imstande war, einen seiner Mächtigkeit entsprechenden Taltrog auszuscheuern.

Bezeichnend ist weiter, dass sich in 3700 *m* Höhe auf dem pleistozänen Gletscherboden Überbleibsel einer jüngeren Stirnmoräne vorfinden und hinter diesen das rezente, bis an die wohl erst vor kurzem verlassene Stirnmoräne heranreichende, flache Schottergebiet lakustren Charakters. Diese Stirnmoräne ist ein besonderes Produkt des Klein-Atojnok-Gletschers, kam also nach der, der grossen Vereisung folgenden Trennung zustande. Nach dem gänzlichen Rückzug der grossen Vereisung, die nötig war zur Ausscheidung des Klein-Atojnok-Gletschers, stiess der Klein-Atojnok nochmals, nunmehr selbständig, auf dem alten Gletscherboden etwa $1^1/_2$ *km* vor. Auch wenn mir ausser diesem keine anderen Beweise zur Verfügung ständen, dieser eine würde die Tatsache zweier Galzialperioden über jeden Zweifel erheben.

Das Ende des West-Atojnok ist jüngeren Ursprungs, zeigt jedoch Spuren geringen Rückganges. Die rezente Stirnmoräne steht frei und ist vom Gletscher durch eine Talfurche getrennt.

Der Ost-Atojnok-Gletscher ist mächtiger, als sein westlicher Nachbar. Es ist dies der am tiefsten (3040 *m*) herabreichende Eisstrom auf dem Nordhang des Bolor-Gebirges. Der Ost-Atojnok-Gletscher senkt sich demnach ungewöhnlich tief in die Nadelwaldzone herab. Nicht nur durch sein ausgedehnteres Firngebiet wird er hiebei unterstützt, sondern auch durch seine orographische Lage: seine durchwegs nördlich gerichteten und hohen westlichen und östlichen Nebenrücken beschränken die Insolation auf ein sehr enges Gebiet. Der Ost-Atojnok-Gletscher weist keinerlei Rückgang auf. Der Gletscher nimmt auch heute noch sein allerdings engeres Tal in dessen ganzer Weite ein um, angelangt an der Vereinigungsstelle des Ost- und West-Atojnoktales, das östliche Tal fast abzusperren, so dass für die Schmelzwässer des östlichen Eisstromes

kaum der nötige Abflussraum vorhanden ist. (S. Prinz: Bolor-tag. Földr. Közlem., L. 1922, Taf. I., Fig. 1.)

Die Schmelzwässer des West-Atojnok-Gletschers laufen strahlenförmig auseinander, etliche Bäche vereinigen sich unverzüglich mit den Schmelzwässern des östlichen Gletschers, der Hauptbach jedoch nimmt seinen Lauf geradewegs nach Norden und strebt einer 60 *m* tiefen Schlucht zu. Am Schluchteingang vereinigt sich dieser östliche Eisstrom mit seinem Bache. Zwischen den soeben angeführten Bächen befinden sich die rezenten Stirnmoränen des Ost-Atojnok-Gletschers. Ihre Ausdehnung entspricht nicht der grossen Masse des Eisstromes, so dass kaum von einem Gletscherrückgang gesprochen werden kann.

Die Vereinigung der beiden Atojnok-Bäche bezeichnet den Anfang des zweiten Abschnittes des Atojnok-Tales, den etwa 7 *km* langen Trog der Burkhanzeit. (S. Taf. VIII.) Den Boden des Troges nehmen Moränenhügel und zwischen diesen, aufgefüllte Seebecken ein. In 3080 *m* Höhe befindet sich die Kuppe des Moränenhügels Karatschüge, welcher einen Teil der das Tal verschliessenden Stirnmoräne bildet. Unterhalb des Djamandara-Baches befindet sich eine zweite Stirnmoräne in etwa 2900 *m* Höhe. Die letzten Stirnmoränen des Atojnok liegen in 2650 *m* Höhe, unterhalb welchen der nackte Glazialtrog endet; es folgt ein Talabschnitt mit Terrassen. Im unteren Teil des Glazialtroges finden wir bereits Berieselungsanlagen, Winterquartiere, Mausoleen.

Die maximale Ausbreitung der pleistozänen Vereisung wird durch die in 2650 *m* Höhe befindliche Kokmurum-Stirnmoräne zwar nicht bezeichnet, diese spielt jedoch auf jeden Fall als Markstein eine bedeutende Rolle in der Geschichte der Atojnok-Gletscher. Übrigens könnte man auf Grund der drei Stirnmoränen in den Höhenlagen von 2650, 2900, 3080 *m* auch von drei Vereisungen sprechen, eigentlich aber verzeichnen diese bloss die Rückzugsstadien in der Zeit von der Burkhan-Periode bis auf den heutigen Tag. Die Terrassen aufweisende Talung unterhalb der Kokmurum-Stirnmoräne ist mir bis an das Gebiet der Tüb-Mündung bekannt. Also bis zu dem Niveau, in welchem der Fluss die Höhe von 2300 *m* erreicht. Hier wird das weite Tal von Schuttmassen von überaus grosser Mächtigkeit (60—80 *m*) ausgefüllt, durch welche der Fluss sich einen breiten Cañon ausgewaschen hat. Auf dem breiten Boden des Cañons erhebt sich 20—30 *m* über das Niveau des Flusses ein Hügelland, in diesem aber ist die postpleistozäne, mit 1—2 *m* hohen Stauden bewachsene Terrasse des Flusses gelegen.

Das das Tal ausfüllende Geröll ist nicht fluviatilen Ursprungs. Zwischen Sand, geschlämmten Ton, wenig abgeschliffene Schottermassen, die ganz unregelmässige Schichtung aufweisen, sind riesige Felsblöcke mit rauher Oberfläche eingebettet. An den unterwaschenen, steilen Wänden tritt diese Strucktur klar zutage.

Die Oberfläche der Schuttmasse ist ein welliges Terrain und an

den weniger steilen Hängen erheben sich schöne Erdpyramiden. Das sich längs des Flusses erstreckende Hügelland ist eine aus gleichem Material bestehende, wie es scheint aus der ersten Masse umgelagerte fluvioglaziale Ablagerung, zu der sich stellenweise die Bergrutsche der unterwaschenen Steilufer gesellen. Die ganze Geröllmasse darf wohl als Grundmoräne angesprochen werden und zwar zweifelsohne aus dem Zeitraum vor der Kokmurum-Periode. Die Schmelzwässer dieser letzteren dürften das rezente Tal in die Grundmoräne eingeschnitten haben.

7. Das Tüb-Tal.

Tüb und Atojnok vereinigen sich in 2370 *m* Höhe (S. Utazásaim Belsőázsiában, pag. 218.). Nach der Vereinigung nennen die Kirgisen den Fluss Argos. Das mächtige Geröll des Tüb lässt, angesichts des beschränkten Stromgebietes, sofort auf einen Gletscher schliessen. Es war nur in den frühen Vormittagsstunden möglich den Fluss zu übersetzen und auch dann nur mit der grössten Vorsicht.

Das Bild, das uns der untere Abschnitt des Tüb-Tales bietet, entspricht vollkommen demjenigen des unteren Abschnittes des Atojnok. Die grosse Terrasse, die ich für eine Grundmoräne halte, tritt auch in das Tüb-Tal ein, jedoch mit stetig abnehmender Niveauhöhe über dem Flusse. Die untere, hügelige Terrasse besitzt eine mehr eingeebnete Oberfläche, eignet sich besser zur Einrichtung von Berieselungsanlagen. Die Nebentäler öffnen sich auf beträchtlich hoher Stufe gegen das Tüb-Tal, sie sind schluchtenreich, V-förmig. Aus der Talöffnung des Arpa-Tales zeigt sich in einer Höhe von 2590 *m* bereits das Grün der Nadelwälder, während das Tüb-Tal Steppencharakter aufweist. Der obere Abschnitt des Tüb-Tales wird von den Kirgisen Tschekir genannt. Vom Berghang aus konnte ich den mächtigen, aus dem Zusammenfluss zweier Arme entstehenden Gletscher sehen. Mittels Horizontglases gemessen dürfte sich das Gletscherende in 2950 *m* Höhe befinden. In etwa 2500 *m* Höhe wird das Tal von einer pleistozänen, nadelwaldbewachsenen Stirnmoräne gesperrt, unterhalb welcher bereits die Region der Steppengräser beginnt.

Durch das Arpa benannte Nebental des Tüb, gelangte ich auf den Djagos-Pass (S. das Bild in Utazásaim Belsőázsiában, pag. 220.), der sich auf der Wasserscheide des Argos und des Ges befindet. Der obere Abschnitt des Arpa-Tales ist ein pleistozänes, glaziales Zirkustal, in welchem sich heute bloss kleinere Firnfelder befinden. Der Eingang zum Zirkustal, welcher das Gletscherende in der Burkhanzeit andeutet, liegt in 3320 *m* Höhe.

Zusammenfassung. Auf dem Nordhang des Bolor-Gebirges befinden sich auch heute noch grosse Eisströme. Nicht bloss einzelne

Gipfel, sondern ganze Abschnitte des Atojnoktau-Rückens erheben sich über das 6000 *m* Niveau, und fand ich dem entsprechend in ihrer Umgebung eine ganze Reihe bisher unbekannter Eisströme. Die grössten Gletscher befinden sich zwischen dem Ulugart- (5150) und dem Djagos (4080 *m*)-Pass. Die Länge der beiden Atojnok-Gletscher, sowie des Tüb-Gletschers betragen fünf—zehn Kilometer. Entsprechend der Situation der firnbildenden Hochgebirge, zeigen die glaziologischen Werte auf den Nordhängen des Bolor-Gebirges ganz wesentliche Unterschiede. In der Nähe des grossen Gletschergebietes verändert sich auch das Bild der Pflanzendecke. Die obere Grenze der Steppenflora sinkt fast um tausend Meter, die Laubbäume können einen grösseren Raum einnehmen, der Gürtel der an anderen Stellen kaum vegetierenden Nadelhölzer z. B. entwickelt sich im Arpa-Tal zu ansehnlichen Fichtenwaldungen von 700 *m* betragender, also ausserordentlich ausgedehnter vertikaler Breite. Die grossen Gletscher reichen, indem sie von einer ganze Reiche von Nischen-, Zirkus-, Vorhang-, ja sogar von einigen kleineren Nebental-Gletschern genährt werden, sehr tief herab, unter ihnen der Tüb-Gletscher auch unter das 3000 *m* Niveau. Dem gegenüber zeigen die unteren Grenzen der Vereisung der Burkhan-Periode kleinere Abweichungen von den rezenten Verhältnissen, als im Tienschan-Gebirge. Die Vereisung der Akija-Zeit wiederum kommt nach meiner Impression der Vergletscherung der Burkhan-Zeit noch näher.

VIII. Vergleichstabelle.

Name des Tales	Obere Grenze der Steppengräser	Obere Grenze der Laubbäume	Obere Grenze der Nadelbäume	Untere Grenze der perennierenden Schneefelder	Ende der Gletscher	Grenze der V- u. U-förmigen Talabschnitte	Stirnmoränen
1. Karaart-Mukssu	3680	3680	—	—	4600—4800	3830	3830
2. Külgünek-Aigart	3600?	3050	?	?	3900 ?	3400?	—
3. Targalik	2745	—	3380	—	—	3400	—
4. Kur-Tschimgen	2990	2990	3200	4100—4200	?	3200	3685
5. Tschimgenssu	2990	2990	3100	3800	3700*	3100	3300
6. Ulugart-Bosstanartscha	2950	3160	3400	4200	3530—3600	3250	—
7. West-Atojnok	2500	2580	3480	4000	3370	2650	IIa. 2650, b. 2700 (?),
8. Ost-Atojnok	2500	2580	?	?	3040	2650	c. 2900, d. 3080.
9. Tüb	2700	2500?	2700	?	2950	?	2700
10. Arpa	2590	—	3500	3800	—	3320	—
11. Tschotschil	2850	2850	3600	3800	—	3600	—
12. Kokssel-Ges	2800	2700	—	3700	2850	2450	2420

* Einziger gemessener Gletscher, jedoch senkt sich der Hauptgletscher tiefer herab.

Das eine der beiden Atojnok-Gletschertäler ist ein sehr ausgedehntes Trogtal, in welchem eine Vergletscherung von sehr langer Dauer die formende Arbeit verrichten musste. Es ist dies die Akkija-Zeit, nach welcher der Gletscher sich hinter die heutigen Grenzen zurückgezogen haben muss. In dem einzigen grossen Trogtal befinden sich zwei Tröge der Burkhanzeit. Oberhalb der untersten Stirnmoräne sind im Atojnok-Tal noch zwei Stirnmoränen vorhanden, die eine längere Rast bedeuten.

l) Das Gebiet des Kiakbaschi-Ges.

1. Kiakbaschi-Pamir.

Das Bolor-Gebirge wird von fünf, sich kulissenartig hintereinander erhebenden Gebirgsketten gebildet. Es sind dies vom Norden beginnend:

1. Minteke (zwischen der Muk-Schlucht und dem Aigart).
2. Kürkkuh, Kingtau (zwischen Muk-Schlucht und Bostanterek), begrenzt durch die Talung des Tschimgenbaschi und des Bostanterekbaschi.
3. Ulugarttau, im Süden von dem West- und Ost-Ulugart-Tale begrenzt (Ulugart-Pass).
4. Atojnoktau, südlich vom Engtal des Ulugart-Atojnok, zwischen dem Kutimbes-Pamir und dem Argos-Tüb.
5. Djagostau, an der Nordseite der Ges-Schlucht.

Den Minteketau ausgenommen, tragen derzeit alle Ketten Firnfelder und Gletscher. Die mächtigen Gletscher, die eine Länge von 5—6 *km* erreichen, befinden sich in den schattigen, hochgelegenen Längstälern zwischen den erwähnten Gebirgsketten.

Von der Nordseite des Kürkkuh-Gebirges werden die Schmelzwässer eines ansehnlichen vergletscherten Gebietes durch die Flüsse Kogrim und Koldossun zu Tale befördert, worauf ich aus dem grossen Wasserreichtum zur Sommerzeit schliesse. Zwischen den kurzen Nebenrücken der Südseite desselben Gebirges tritt uns eine lange Reihe Gletscher-erfüllter Zirkustäler entgegen. Die Gipfel der steilwandigen Nebenrücken erscheinen vom Kiakbaschi-Pamir aus gesehen, als recht ansehnliche Erhebungen und es scheint, dass der Name Kürkkuh hierauf zurück zu führen ist. Ich konnte allerdings zwischen der Muk-Schlucht und dem Atschikssu-Tale nicht 40, sondern bloss 28 dieser Berggipfel-ähnlichen Nebenrücken zählen. Südlich des grossen Atschikssu-Tales befinden sich die Gipfel des Ulugarttau bereits so weit ausserhalb des Gipfelzuges, dass sie nicht mehr zur Gipfelreihe des Kürkkuh gerechnet werden können.

Auf dem Kürkkuh-Rücken überragt keiner der Berggipfel die übrigen. (S. das Bild pag. 232. in Utazásaim Belsőázsiában). In den

Räumen zwischen den von gleich hohen Gipfeln gekrönten Bergrücken befindet sich je ein Gletscher. Insgesamt sind es drei Gletscher, die sich zu wirklichen Talgletschern entwickeln, diese reichen bis auf das 4600—4700 *m* Niveau herab, wenn meine, mit freiem Auge vorgenommenen Bestimmungen der orographischen Werte des Kürkkuhtau nicht etwas zu hoch gegriffen sind. Die Höhenlagen meiner Ausblickspunkte bewegten sich zwischen 3800—4070 *m* und die Gletscher befinden sich in bedeutender Höhe über diesen Plätzen, somit können die eventuellen Fehler meiner Angaben keine allzu bedeutenden sein. Bezeichnend ist demnach der Umstand, dass auf der ganz der Sonne ausgesetzten Südseite des Kürkkuh die Firngrenze um etwa 1000 *m* höher gelegen ist, als auf der Nordseite desselben Gebirges.

In der Umgebung des Bulukssu-Berges verbirgt sich der Kürkkuh hinter die Kulisse des Ulugarttau so, dass auf diese Weise die Südseite bereits teilweise in den Bereich des Schattens fällt, was zur Folge hat, dass sich unverzüglich ansehnlichere, tiefer herabreichende Gletscher entwickeln.

Sämtliche Gletscher der Südseite des Kürkkuh sind durch das Vorhandensein einer ausgedehnten Stirnmoränenanhäufung ausgezeichnet. In der Nähe das Ulugarttau bildete sich aus dem Glazialschutt ein wirkliches Hügelland, in welchem die Reife der Denudationsarbeit zu verstehen gibt, dass es sich hier um pleistozäne Ablagerungen handelt. Fossile und rezente Stirnmoränen fliessen hier ganz ineinander und lassen Spuren eines Rückzuges nicht erkennen, wenigstens nicht in grossen, auch aus der Entfernung sichtbaren Zügen. Bloss ein Gletscher hat teseine Stirnmoräne verlassen und bei diesem ist im Raume zwischen dem nackten Gletscherende und der Stirnmoräne das bezeichnende Spatium sichtbar.

Aus den Tälern erstrecken sich mächtige Schuttkegel gegen den Kiakbaschi-Pamir, die jedoch bereits am Rande des Gebirges zu einer einzigen, mächtigen Schutthalde zusammenfliessen. Im Ostabschnitt der Schutthalde befinden sich, scharf umgrenzt, die Stirnmoränen. Die Schutthalde zeigt eine wellige Oberfläche, der die rezenten fliessenden Gewässer, die Schmelzwässer der Gletscher wenig anhaben können, da das Wasser in dem losen Ablagerungsmaterial sofort versinkt, um erst tief auf dem Talboden aufs neue hervorzubrechen.[1]

Den Südrand des Kiakbaschi-Pamir bildet ein aus kristallinem Gestein aufgebautes Gebirge von 400—500 *m* relativer Höhe. Derzeit ist dieses Gebirge nicht vergletschert. Spuren einer pleistozänen Vereisung fanden sich nicht. Über das Gebiet des Kiakbaschi-Pamir-Bodens seien folgende Beobachtungen mitgeteilt.

1 Nach der Beschreibung Ivanov's reichen die Gletscher des „Kürkkuh“ herab bis auf den Talboden; dies beruht auf irrtümlicher Beobachtung. Siehe: Geiger, Die Pamir-Gebiete, 1887., p. 113.

Von dem 4070 *m* hohen Ojürmabel zieht sich eine vollkommen glatte Schutthalde von 3 *km* Länge talwärts, um in 4000 *m* Höhe zu enden.

Ausschliesslich in der Umgebung des Passes erheben sich Gneisfelsen aus ihr, unterhalb 4000 *m* nehmen Erosionstäler ihren Anfang, doch wird der Erosionsgraben durch Schutthalden des Kürkkuh an den Südrand des Pamir gedrängt. Die Schuttkegel des südlichen Bergrandes haben geringe Ausdehnung. Die Gegend hier zeigt das Bild einer wahren Schotterwüste. Nur längs des Erosionsgrabens, unterhalb der Korumdu-Mündung (3880 *m*) zeigt sich ein grasbewachsener Streifen. Der Raum zwischen südlichem Gebirgsrand und Schutthalde wird allmählich breiter, das Wasser verlässt hie und da die Schottermassen und umschlingt eine ausgedehnte Sandterrasse, um unterhalb dieser das Sumpfgebiet des Muschdu zu bilden.

In etwa 3700 *m* Höhe vereinigt sich der Bach des Kiakbaschi-Pamir mit dem Rangssu und hier beginnt das Sumpfgebiet des Muschdu. Nördlich des Rangssu erstreckt sich eine 40–50 *m* hohe, lössbedeckte Terrasse, auf deren welliger Oberfläche sich aus Lehm geformte Grabmäler und das Okssalarata masar befinden (S. das Bild pag. 230. in Utazásaim Belsőázsiában). Teile der Terrasse von derselben Höhe trifft man auch noch 3 *km* weiter südöstlich in der Nähe des Karasok-Karauls, im Zwischenraum der Bäche Karasok und Aramete. Von der Okssalarata-Terrasse bis zum Kutimbes-Sumpf kommt das senile Wasser zwischen den auf einer Strecke von 15 *km* unterwaschenen Schotterterrassen nur schwerfällig vorwärts. Der Weg wurde in einem Tag zurückgelegt und wenngleich das Aneroid-barometer sowohl in der vorhergehenden, als der folgenden Nacht (von der Ankunft in das Lager bis zum Aufbruch am nächsten Tag) gleicherweise um 2 *mm* gestiegen war, — wenn wir dies auch für den inzwischenliegenden Tag annehmen — beträgt die absolute Höhe des Kutimbesaul 3685 *m*, die des Karasok-Karauls kaum mehr, als 3710 *m*. Auf der 15 *km* langen Wegstrecke ist das Gefälle demnach ein sehr unbedeutendes; dem entspricht übrigens die grosse Zahl versumpfter Strecken und die Kürze der zwischen diesen eingeschalteten Flussabschnitte mit stärkerer Strömung.

In diesem Abschnitt des Pamir ist die grösste Schuttanhäufung vorhanden. Hier leuchten die mächtigen Gletscher der Südseite des Ulugarttau in der Nähe. Der Ulugart-Gletscher reicht, trotzdem diese Flanke des Berges die Sonnenseite ist, wahrscheinlich bis zu dem 4200 *m* Niveau. Die mächtige Schuttmasse, die sich vom Gebirgsrande bis an den gegenüberliegenden Talrand hinabzieht, ist unzweifelhaft glazialen Ursprungs. Der riesigen relativen Höhe des Bolor-Gebirges zufolge ergossen sich die pleistozänen Gletscher kurzer, jedoch steil abfallender Täler über das Pamir, um sich dort, wie man das ja auch heute

noch an einigen Gletschern des Kiakbaschi-Pamir beobachten kann, fächerförmig auszubreiten. Die am Rande des Gletscherfächers vormals entstandenen Stirnmoränen lassen sich heute kaum mehr ahnen, da der nach dem Rückgang des Gletschers gebildete, fluvioglaziale Schuttkegel das Innere der Stirnmoräne vollständig ausgefüllt hat. Die pleistozänen Glazialablagerungen gehen hier ohne scharfe Grenze in die alluvialen Geröllablagerungen über. In der ungeheuer grossen Schuttmasse verschwinden die Schmelzwässer der rezenten, immer noch mächtigen Gletscher vollkommen, um erst am Rande der Schuttmasse in zahllosen Quellen wiederum zutage zu treten. Durch den Ulugart-Schuttkegel wird auch die Entstehung der Kiakbaschi-Sandterrasse erklärt. Es ist klar, dass dessen pleistozäner Gletscher auf dem Kiakbaschi die Entstehung eines Stausees bewirkte und die horizontalen Sandschichten eben Seeablagerungen sind. Am Südostrande der den Talboden bedeckenden Ulugart-Moräne nimmt die zweite lakustre Gegend ihren Anfang. Sie trägt den Namen Kotimbess (Kotimess der russischen 40 Werst-Karte, Kontimess 3380 der französischen Karte). Wie erwähnt, befindet sich nach meinen Messungen der Talboden in einer Höhe von 3685 *m*. Der ein halbes *km* in der Breite, ein *km* in der Länge messende Talboden bildet eine vollkommen horizontale Oberfläche. An der Südwestseite des Talbodens windet sich, Inseln bildend, der träge Fluss, das übrige Gebiet wird von einem Salzmoor ausgefüllt, in dem sich zahlreiche Raseninseln befinden. Am Nordoststrand des Salzmoors befinden sich weissgraue, aus Seeablagerungen entstandene, horizontale Bänke feinkörnigen, sandigen Lehms. Über den Ablagerungen befinden sich grobe Schotter, glazialer und fluvioglazialer Gesteinsschutt. Ich bin geneigt, auch diese Stelle als Beweis für zwei Phasen der Vergletscherung anzusehen. Die Aufstauung des pleistozänen Muschdu-Sees ist zweifelsohne durch die Ulugart-Moräne bewirkt worden. Die Entstehung des gleichalterigen Kutimbess-Sees ist wohl auf ähnliche Ursachen zurückzuführen.

Im Becken des interglazialen Kutimbes-Sees entstand eine wenigstens 6—8 *m* mächtige Seenablagerung, die weder Schotter, noch grobkörnigen Sand aufweist. Die beträchtliche Stosskraft der Schmelzwässer, die eine grosse Schuttmenge verfrachten, ist erlahmt, ihre Erosionskraft und Transportfähigkeit hat sich vermindert. Die Seeabsätze dieser Periode wurden dann wieder vom Eis und dem vom Eise verfrachteten Schutt überdeckt. Das Mass der Schwankung des Eisrandes konnte ich natürlich nicht feststellen, doch darf die Tatsache nicht unerwähnt bleiben, dass zwischen einer, gerade den lakustren Absatz bewirkenden, älteren und einer diesen Absatz bedeckenden, jüngeren glazialen Ablagerung, ein überaus mächtiger, vollkommen feinkörniger, rein lakustrer Absatz eingebettet ist. Angesichts der Masse der Ablagerungen, kann nach meiner Meinung diese Erscheinung nicht auf einfache Gletscherbewegungen zurückgeführt werden.

Am unteren Rand des Kutimbess-Seebeckens wird der Moränendamm durch die pleistozäne Moräne des Kürs-Gletschers gebildet. Es ist bezeichnend, dass der Ulugart-Gletscher auch zur Zeit der zweiten Vergletscherung den Talboden erreichte, wogegen von hier an, alle übrigen Gletscher bloss zur Zeit der ersten Vergletscherung vollständig, oder teilweise bis zum Talboden gelangten, gelegentlich der zweiten aber sich nur am Rande des Pamir fächerartig ausbreiteten. Dies wird aus der Lagerung der Schuttmassen auf dem Berghange des Atojnoktau offenbar. Unterhalb der Kürs-Mündung sind auf dem Tarbaschi-Pamir die Seeterrassen nicht mehr von Glazialschutt mit welliger, unebener Oberfläche bedeckt. Zwischen die Schuttanhäufungen der ersten Vergletscherung haben sich breit ausladende, fluvioglaziale Schuttkegel zwischengelagert. Die Moränen der zweiten Vergletscherung sperren den Weg der rezenten fliessenden Gewässer erst in einer Höhe von 2—400 *m* ab.

Unterhalb der das Seebecken des Kutimbes abdämmenden Kürs-Moräne befindet sich ein kleineres, aufgeschüttetes Seebecken, derzeit eine nasse Wiese, wo noch ein kleiner See sein Dasein fristet. Dieser pleistozäne See wurde durch die Börkös-Moräne aufgestaut. Heute wird die Hälfte der die Aufstauung verursachenden Moräne von den umgelagerten Schuttkegeln eingenommen, jedoch lassen die Seeabsätze keinen Zweifel zu, inbezug auf den jüngeren Ursprung des erst jetzt im Zunehmen begriffenen Schuttkegels, der die Reste der zum grossen Teil weggeschwemmten Moräne bedeckt. Von Südwest her mündete nämlich der Tumatschi-Bach auf die Börkös-Moräne, so dass die verfrachtende Energie der Gewässer zweier grosser Seitentäler sich mit denen des Hauptflusses an dieser engen Stelle vereinte.

Unterhalb der Börkös-Moräne weitet sich das Tal aus und verwandelt sich in das breite, ausgedehnte Tarbaschi-Pamir. Eine ausserordentliche Erscheinung ist es, dass die Gletscher der Nordostseite des Tarbaschi-Pamir unverhältnismässig tiefer herabreichen, als auf dem Kiakbaschi-Pamir, während die orographische Lage hier fast dieselbe ist. Die Gipfel und Rücken sind zwar mächtiger, die Firnsammelgebiete zwar ausgedehnter, doch ist die Berglehne zur Genüge nach Süden gewendet, sonnenbeschienen und liegt diese Gegend ausserdem unter $38^3/_4{}^\circ$ geographischer Breite. Die Gletscher erstrecken sich hier bis zu dem Niveau von 4000—4100 *m*.

Südöstlich des Tarbaschi-Pamir erhebt sich der nahezu 7200 *m* hohe Bergriese Kungurtübe. (Stein: Kongurdeba 23600 Fuss, auf der französischen Karte: Tcharkoum-Taou 7190 *m*). Nördlich der Ges-Schlucht fand Stein für einen Berggipfel 22070, für einen anderen 21480, für einen dritten 20570 Fuss. Entsprechend der bedeutenden Höhe der Gebirge sehen wir auch ein Zunehmen der Firnmasse. Auf der Nordseite des Kungurtübe (Abbild. 49.) erstreckt sich ein mächtiger Gletscher

durch ein tiefeingeschnittenes, steilwandiges Tal zur nördlichen Pforte der Ges-Schlucht. Das Ende des Gletschers befindet sich nach meiner Schätzung zwischen 3600 und 3700 *m*. Die pleistozänen Moränen des Gletschers tragen auch zur Auffüllung des Bodens der Ges-Schlucht bei und der Gletscher hatte zur Zeit der letzten (zweiten) Vereisung die Schlucht ebenfalls versperrt. Die Kirgisen gaben diesem Moränenland den Namen Akkorum, vielleicht im Hinblick auf die Felsblöcke, die fast ausschliesslich aus hellem Granit und Gneisquarzit bestehen. Ich belegte den Gletscher mit dem Namen Akkorum-Gletscher. Westlich, von der Mündung des Akkorum-Gletscherbaches etwa 1 *km* entfernt, mündet der ebenfalls wasserreiche und einem Gletscher entspringende Bektargak-Bach in den Ges in einer Höhe von 3390 *m*. Die pleistozäne Stirnmoräne des Bektargak-Baches reicht auch bis an das Bett des Ges heran.

Von der Stirnmoräne des Bektargak bis zur Börkös-Moräne, dehnt sich ein zusammenfliessendes Moränengebiet aus. Die rezenten Gletscher

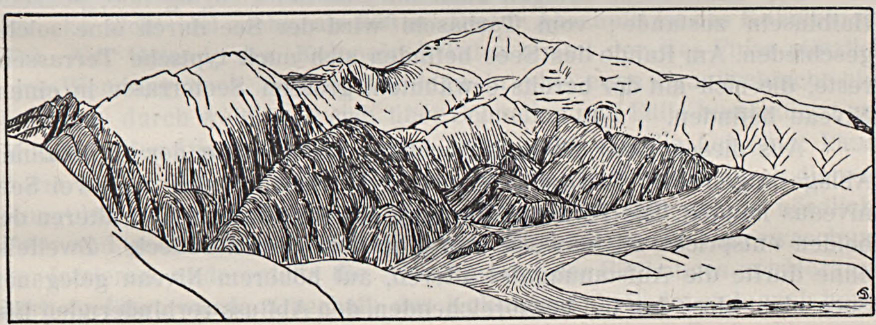


Fig 49. Der Kungurtübe (7200 *m*).

schieben sich aus den zwischen Bergriesen befindlichen, engen Tälern fast bis zum pleistozänen Moränengürtel vor. Ihre Schmelzwässer verschwinden teils im Schutt, teils aber schneiden sie tiefe Gräben in denselben. Vor dem Moränengürtel breitet sich feuchtes Wiesenland aus. Jedoch lässt sich von der gegenüberligenden Berglehne aus gut wahrnehmen, dass sich unter der Moränenanhäufung horizontal gelagerte Bänke befinden, ausserdem lässt sich hie und da auch noch eine freiliegende, glatte Terrassenoberfläche erkennen. Zwischen dem Bektargak und Tschakargal befindet sich eine mächtigere Terrassenfläche von etwa 100—150 *m* relativer Höhe, während in der Gegend des Artschalu-masar die ausgedehnte, allerdings heute bereits durch die Erosion zerschnittene Terrasse von 20—30 *m* relativer Höhe anzutreffen ist. Ich fand für die absolute Höhe dieser Terrassenfläche, als auch für die vor dem Tschakargil-See gelegene den gleichen Wert (3610 *m*), während ich die Höhe der zwischen dem Bektargak und Tschakaragl gelegenen Terrasse, aus einer Höhe von 3500 *m* mit freiem Auge auf + 100—150 *m* schätzte. Diese Daten, sowie

das feinkörnige, sandig-lehmige Material der Terrassen, gestatten uns mit Sicherheit auf Seeabsätze zu schliessen.

Die Erscheinungen sind demnach übereinstimmend: Glazialschutt über Seeablagerungen.

In der westlichen, weiten Buchtung des Tarbaschi-Pamir, die sich tief zwischen die Berge erstreckt, befindet sich der Tschakaragl-See. Das Niveau dieses ziemlich ausgedehnten, etwa 3 *km* langen Sees liegt höher, als die nasse Wiese des Tarbaschi-Pamir und das Niveau des auf dieser, träge dem Eingang der Ges-Schlucht zufliessenden Flusses. Die Aufstauung des Tschakaragl-Sees (S. das Bild in Utazásaim Belső-ázsiában, pag. 230.) wird durch einen Schuttkegel ermöglicht. Im Aufbau der die Umgebung des Sees bildenden Berge spielen leicht zu Sand verwitternde Gesteine eine grosse Rolle und sind in den meisten Tälern wahre Sandflüsse zu sehen, hervorgerufen durch die Durchweichung des Sandes gelegentlich der Schneeschmelze.

Die Sandströme bringen auch im See tief eindringende, schmale Halbinseln zustande; vom Tarbaschi wird der See durch eine solche geschieden. Am Rande des Sees befinden sich auch typische Terrassenreste, die sich mit der bereits erwähnten, grossen Seeterrasse in einem Niveau befinden.

Aus dieser, zwar überaus flüchtigen Betrachtung der pleistozänen Ablagerungen des Tarbaschi ergibt sich, dass es sich um zwei Seeniveaus handelt. Die Terrasse, die dem ersten, höheren und älteren der beiden entspricht, ist teilweise von glazialem Schutt bedeckt. Zweifelsohne dürfte die Aufstauung des älteren, auf höherem Niveau gelegenen Sees nicht bloss den tief herabreichenden, den Abfluss verhindernden Eisströmen, sondern auch Bergrutschen zuzuschreiben sein. Spuren dieser letzteren sind heute ebensowenig vorhanden, als solche des meiner Meinung nach die Aufstauung verursachenden Herabreichens der Gletscher, denn die zweite Vergletscherung hat hier die Ges-Schlucht vollständig verschüttet und somit notwendigerweise auch die bereits durchschnittenen Überreste des die erste Sperrung bewirkenden Dammes. Gegenüber dieser Lage der Tatsachen bietet sich keine andere Erklärung der Talentwicklung, als die folgende:

Das Vordringen der Gletscher Akkorum und Bektargak auf den Talboden hat die Aufstauung des auf dem firnfreien Tarbaschi zusammenströmenden Wassers bewirkt. Die Absätze des auf diese Weise entstandenen Sees erreichten ein Niveau von 3600—3620 *m*. Der Rückzug der Gletscher öffnete den Wassermassen des Sees freien Abfluss. Eine langandauernde, interglaziale Erosionstätigkeit hat einen beträchtlichen Teil der Seeablagerung durch die Ges-Schucht wieder herausgeschafft. Dieser Tätigkeit wurde durch erneutes Vordringen der Gletscher ein Ziel gesetzt, es kam nun zu einer zweiten Aufstauung; die hierbei entstandenen Seeabsätze dürften das Niveau von 3400—3450 *m* erreicht haben.

Der zweite See wurde im Alluvium, nachdem sich die Gletscher neuerdings zurückgezogen, abgezapft.

2. Kokmojnok.

Der 6500—7200 *m* hohe Rücken des Kungurtübe-Gebirges ist 20 *km* vom Tschakaragl-Gebirge entfernt, dessen Gipfel ebenfalls fast die Höhe vom 7000 *m* erreichen. Die in 3400—2400 *m* Höhe gelegene Ges-Schlucht befindet sich demnach in einer tiefen Talung. Das Gehänge des Kungurtübe ist nach Norden gerichtet und infolge seiner Steilheit überaus schattig. Dieses Gebirgsgehänge ist einer Vergletscherung von bedeutenderem Umfang überaus günstig. Hier reichen die Gletscher auch heute noch ungewöhnlich tief herab. 17 *km* von der Mündung des Akkorum-Gletscherbaches erweitert sich die Ges-Talung. Der Fluss wird an den Nordrand des Tales gedrängt, wo er sich dem Fuss des Baktargak-Gebirges anschmiegt. Sein Gefälle beträgt auf dieser 17 *km*-Strecke nicht viel mehr, als 300 *m*. Dieser Abschnitt ist das Kokmojnok-Tal. Am Ostende des Kokmojnok-Tales nimmt der Ges-Fluss plötzlich eine Wendung nach Norden, um dann in eine enge Granitschlucht einzutreten, durch welche er sich über Schnellen und Fälle hinabstürtzt zur Mündung des Djagos-Baches. Hier beträgt das Gefälle auf einer kaum 3 *km* langen Strecke neuerdings 300 *km*. Der Ges wurde durch die vom Kungurtübe herabströmenden, pleistozänen Gletscher an die nördliche Felswand gedrängt, wodurch einesteils die bedeutende Unterwaschung der letzteren, anderenteils die Aufschüttung des Südhanges mit Moränen herbeigeführt wurde. Oberhalb des Kokmojnok befindet sich auch heute noch ein ausgedehnter Zirkusgle'scher. Von meinem Beobachtungsort im Tale aus gesehen, schien es mir, dass dies ein von kleineren, vorhangähnlichen Nischengletschern gespeister, ausgedehnter Zirkusgletscher sei. Vor dem Zirkusgletscher befindet sich eine 3700—3800 *m* hohe Stirnmoränenreihe, zwischen deren Kuppen der Gletscher hervorblinkt. Vor der Stirnmoräne breitet sich eine leichtgewellte, jungpleistozäne Moränenmasse in Form eines Schuttkegels aus. Vor der Stirnmoräne breitet sich, Unebenheiten bildendes, jungpleistozänes Moränen-Material schuttkegelartig aus, dringt abwärts bis an das Bett des Ges-Flusses vor und veranlasst den Ges-Fluss zu erhöhter, die Felswand angreifender Tätigkeit. Diese Arbeit hat auch bereits eine ziemlich tiefe viertelkreisförmige Auskolkung gezeitigt. Die Schmelzwässer von heute gelangen durch zwei Lücken der rezenten Stirnmoräne auf den Moränenkegel des Kokmojnok-Gletschers, um auf diesem sich verzweigende, wasserreiche Bäche zu bilden. Diese zwingen den Pfad eine Höhe von 3365 *m* zu erklimmen, etwa 250 *m* über dem Niveau des Ges, auf dem Rücken der pleistozänen Moräne.

Ein grosser Teil der Kokmojnok-Moräne wurde durch die von

ihr herabstürzenden Schmelzwässer und den, auch die Moräne selbst unterwaschenden Ges-Fluss fortgeschaft. Der von jungpleistozänem Eis verfrachtete Schutt bedeckte jedoch den Kokmojnok wenigstens bis zu einer Höhe von 3450—3500 *m* und hätte somit allein schon, auch ohne Hinzutreten der Bektargak- und Akkorum-Moräne das Wasser des Tarbaschi aufgestaut. Die Gletscher Akkorum und Kokmojnok verschmolzen miteinander in jungpleistozäner Zeit.

In östlicher Nachbarschaft der Kokmojnok-Moräne befindet sich ein Tal von bedeutenderer Tiefe, in dessen unterem Abschnitt das Ütschkepe benannte Lehmgebäude errichtet wurde (3090 *m*). Im östlichen Teile des Kokmojnok-Tales lassen ein tiefer herabreichender kleiner Gletscher und die unter der Kokmojnok-Stirnmoräne hervorbrechenden Schmelzwässer einen kleinen Bach entstehen. In der Ütschkepe-Talung ist die Mächtigkeit der pleistozänen Moräne keine beträchtliche, anstatt dessen aber treten auch aus dem Talboden schön eisgeschliffene Rundhöcker (Gneisquarzit, Quarzit und Glimmerschiefer) hervor. Auch der Ges-Fluss entrinnt dem Bereich der ihn beengenden Moränen und teilt sich in Zweige, bevor er unter der ersten Ges-Brücke sich in die Felsschlucht stürzt, unterhalb welcher man bereits das Gebiet der Steppengräser und Laubbäume betritt. Die Zone der Nadelwälder fehlt hier vollständig.

3. Der Koksel-Gletscher und der Unterlauf des Ges.

Den mächtigen Gletscher der Nordgehänge des Kungurtübe-Gebirges entdeckte Aurel Stein, der diesen unter dem Namen „Koksel (Sarguluk) Gl." in die Literatur einführte. Es scheint, dass Stein den Gletscher nicht besuchte, ihn bloss vom Ges-Tale aus gesehen hatte. Ich konnte feststellen, dass den Kirgisen in der Umgegend des Gletschers die Namen Koksel und Sarguluk nicht bekannt sind, was in Zentralasien des öfteren vorzukommen pflegt. Mir wurde als Name des Gletscher-Tales „Köldschailak" genannt. Trotz alledem behielt ich die Benennung Koksel bei, wie in allen Fällen, wo die Benennung des ersten Entdeckungsreisenden sich nicht ganz sicher auf eine andere Stelle bezieht.

Auf der östlichen Seitenmoräne des Koksel-Gletschers drang ich bis zu einer Höhe von 3600 *m* empor. Diese Stelle ist vom unteren Ende des Gletschers 13 *km* weit entfernt. Für die Höhe des unteren Gletscherendes fand ich 2850 *m*, somit dürfte der Koksel-Gletscher der am tiefsten vordringende Gletscher Zentralasiens sein Er entsteht aus der Vereinigung zweier Gletscher in einer Höhe von 3500 *m*, 7 *km* entfernt vom unteren Ende des Gletschers. In einer Entfernung von weiteren 4 *km* befindet sich die Stelle der zweiten Vereinigung, wo der östliche Gletscher selbst aus dem Zusammenfluss zweier mächtiger Eisströme entsteht. Das ganze Firngebiet dürfte wohl weit über 150 km^2 betragen,

also dem Aletsch-Gletscher in jeder Beziehung nahe kommen. Vom Kungurtübe bis zu dem, von letzterem gerade gegen Osten 27 *km* entfernt sich erhebenden, 7160 *m* hohen Bergriesen, zieht sich ein zusammenhängender, sich durchwegs über 6000 *m* erhebender, stumpfer Bergrücken hin, dessen nördliche Gehänge vollständig von Firn bedeckt sind. Hier liegt die orographische Schneegrenze nicht höher als 3700 *m*, da oberhalb dieses Niveaus nur mehr einige steile Felsgrate aus der Firndecke sichtbar hervortreten. Zwischen der östlichen Seitenmoräne des Gross-Koksel-Gletschers und dem wahrscheinlich ausschliesslich aus Quarzsandstein (Devon?) bestehenden Gebirge fliesst ein wasserreicher Bach, der von einem in 7160 *m* Höhe befindlichen, kleineren Gletscher auf der Westseite des Berges und vielleicht auch von dem durch die Seitenmoräne sickernden Schmelzwasser des grossen Gletchers gespeist wird. Die Priorität der Stein'schen Namengebung respektierend, sei bloss der kleine Gletscher und das Tal des letzterem entströmenden Baches mit dem Namen Köldschailak belegt. (Fig. 50—51.)

Will man auf den Zustand des Koksel-Gletschers im Pleistozän schliessen, ist vor allem der Umstand zu beachten, dass die rezenten Gletscher nicht mehr imstande sind, die ihnen zur Verfügung stehenden glazialen Tröge auszufüllen.

Das Firstniveau der ausgedehnten Seitenmoräne ist 30—50 *m* höher gelegen, als die Oberfläche des rezenten Gletschers und es hat den Anschein, als wäre der Gletscher zwischen seine Seitenmoränen eingesunken. Auch zwischen der Seitenmoräne und der Gebirgswand findet der Bach bequem Platz. (S. das Bild pag. 222. in Utazásaim Belső-ázsiában). Der rezente Gletscher vermag also das Tal nicht mehr auszufüllen.

Im Jahre 1909 wies das Gletscherende keinerlei Anzeichen eines Rückzuges auf. Die Oberfläche des Gletschers ist schmutzig und schuttbedeckt, in seinem unteren Abschnitt ist das Eis fast kaum mehr sichtbar. Auch der geringe Rückgang eines Gletschers mit so reichlichem Schuttransport zeigt sich an der Stirnmoräne. Eine solche Spur aber konnte am Koksel-Gletscher nicht festgestellt werden. Vor der schuttbedeckten Stirn des rezenten Gletschers dehnt sich ein fluvioglaziales Schotterfeld mit Terrassen aus, welches an der Stelle der Einmündung in das Ges-Tal durch eine pleistozäne Moränenlandschaft abgelöst wird. Auch die grosse, östliche Seitenmoräne ist pleistozänen Alters, denn sie verläuft — unbekümmert um das Gletscherende — ungestört in der Richtung des Gez-Tales, um mit der dortselbst befindlichen, ausgedehnten Moränenlandschaft zu verschmelzen.

Aus dem Koksel-Gletscher entspringt ein mächtiger Fluss, dessen Fluten sich sommers in den Abendstunden mit wildem Getöse in den Ges ergiessen. Unweit der Mündung wurde eine Brücke errichtet (2580 *m*). Als der pleistozäne Koksel-Gletscher das heutige Ges-Tal betrat,

breitete sich derselbe fächerartig aus, worauf die Lage der heutigen Moränen hinweist. Der untere Rand der jungpleistozänen (Burkhanzeitlichen) Stirnmoräne befindet sich in 2420 *m* Höhe.

Über den unteren, folgenden Abschnitt des Ges weiss ich wenig zu berichten, da mir bloss der Abschnitt zwischen Ges-Karaul (Korgonkol) und Tschotschil-Mündung bekannt ist. Das Ges-Tal weitet sich hier aus, jedoch ist sein Trogcharakter nicht zu erkennen. Die HEIM'sche Auffassung, nach welcher der U-Querschnitt bloss eine, durch das Zusammenfliessen



Fig. 50. Der mittlere Abschnitt des Koksel-Gletschers.

der zu beiden Seiten entstandenen Schuttkegel hervorgerufene Täuschung wäre, löst hier sowohl, als auch anderwärts Widerspruch aus, da es gerade die Schuttkegel sind, die ein Erkennen des Trogcharakters erschweren, bezw. unmöglich machen. Auf Grund meiner in Zentralasien gesammelten Erfahrungen muss ich annehmen, dass der mächtige Koksel-Gletscher zur Zeit der Hauptvergletscherung auch unter die Korgonkol-Mündung herabreichte. Eine Spur hiervon konnte ich jedoch nicht entdecken. Das Hauptal wird von den mächtigen Schuttkegeln Kuruk-Tschutschuk und Tschotschil bedeckt. Der Fluss schneidet sich tief in die Hauptterrasse des Ges ein und auch die Nebentäler sind gezwungen, sich seiner energischen Erosion anzupassen.

4. Das Tschotschil-Tal.

Auf der Ostseite des 4080 *m* hohen Djagos-Passes befindet sich ein Zirkustal. Der Untere Rand des Zirkustales ist in etwa 3600 *m* Höhe gelegen. Während sich auf der Westseite des Djagos-Passes der Rand des Zirkustales (zweifelsohne als Folgeerscheinung der orographischen Lage) in 3320 *m* Höhe befindet, liegt derselbe auf der Ostseite nahezu 300 *m* höher. Die Ostseite ist gegen das Tarimbecken zu geöffnet, trockener,

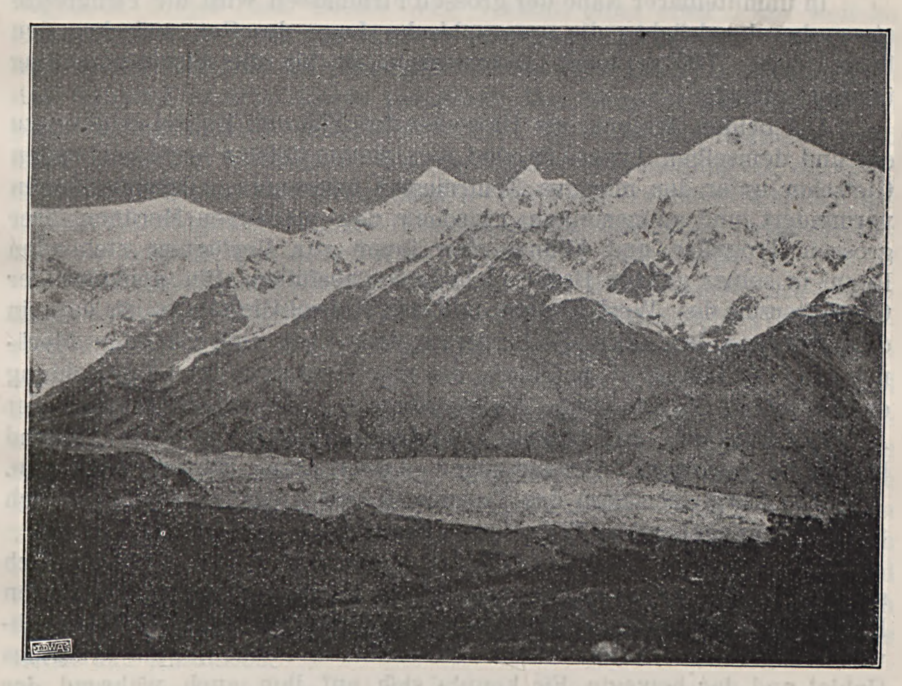


Fig. 51. Der untere Abschnitt des Koksel-Gletschers.
(Im Vordergrund Seitenmoräne aus der Burkhan-Zeit.)

sonniger. Dem entsprechend ist die Westseite steiler, in grösserem Masse exkaviert, die östliche Seite sanfter abfallend. Vom Rande des Zirkustales führen tiefe, V-förmige Täler zum Ges. Das Gefälle des Tschotschil-Tales verringert sich in 2850 *m* Höhe ganz bedeutend, es zeigen sich Terrassen und bald erscheinen auch die Steppengräser und Laubbäume. In 2500 *m* Höhe befindet sich der Taleingang, von wo aus sich ein ausgedehnter Schuttkegel gegen den Ges zu erstreckt.

Zusammenfassung. Das Kiakbaschi-Pamir und das zwischen das Bolor-Gebirge und die Gebirgsmassen des Kungurtübe-Mustagata eingekeilte, tiefe Ges-Tal zeigten in glaziologischer Hinsicht ein sehr ver-

schiedenes Verhalten. Trotz der unmittelbaren Nachbarschaft, sind auf dem Kiakbaschi-Pamir die in 4000—4800 *m* Höhe gelegenen, flachen Talböden, sowie die schattigen Täler des gegliederten Gebirges gänzlich firnfrei, an einzelnen Stellen wasserarmes Ödland, in der Ges-Talung aber ist der den Südrand bildende Kungurtübe-Zug bis zu dem Niveau von 3800—4000 *m* in einen Firnmantel gehüllt und der Koksel-Gletscher reicht tief unter das 3000 *m* Niveau herab. Es ist dies ein Gegensatz, der mit Recht als geographische Merkwürdigkeit bezeichnet werden darf.

In unmittelbarer Nähe der grossen Firnmassen wird die Firngrenze etwas herabgedrückt; die orographische Lage des Ges, zwischen den beiden 6000—7000 *m* hohen Bergmassen, ist für die Firnansammlung überaus günstig.

Die beiden Atojnok, die Gletscher des Tüb und Koksel gehören zu ein und demselben Typus. Es sind dies die am tiefsten herabreichenden Gletscher unter den mir aus Zentralasien bekannten. Allesamt fliessen vermindert und eingesunken zwischen den mächtigen Moränen ihrer grossen Trogtäler und können den ihnen zur Verfügung stehenden Raum in seiner ganzen Breite nicht mehr ausfüllen. Ein gemeinsamer Charakterzug des West-Atojnok und des Koksel-Gletschers ist, dass in dem während der Akkija-Zeit entstandenen Trog sich mächtige Moränen der Burkhan-Zeit befinden, die das Trogtal in der Längsrichtung entzweiteilen. Die räumliche Ausbreitung in horizontaler Richtung der Akkija-, Burkhan- und rezenten Vergletscherung hat in dieser Gegend bedeutend geringere Abweichungen aufzuweisen, als im Tienschan.

Die Vergleichsdaten des Tschotschil und Koksel-Ges befinden sich auf der vorangehenden, VIII. Vergleichstabelle.

Die auf das Kiakbaschi-Pamir blickenden Alpen scheiden sich scharf von dem grossen, nunmehr schon in Gebirgsketten gegliederten Pamir, das während der Eiszeit infolge der verjüngten Erosion ein abwechslungsreiches Relief erhielt. Das östliche Pamir ist ein firnarmes Gebiet und das bewegte Eis konnte sich auf ihm auch während der Eiszeit nicht entwickeln. Die Abdachung der Pamire ist hier eine äusserst mässige, so dass der sich anhäufende Firnschnee bloss Tafeleis bildet. Das Tafeleis aber hinterlässt kaum irgendwelche Spuren. So hat das Pamir kaum irgendwelche Spuren, die für eine pleistozäne Vergletscherung sprechen würden, aufzuweisen. Das Kiakbaschi-Pamir zerfällt in so viele Becken, als pleistozäne Gletscher aus dem Bolor-Gebirge auf die Bodenfläche des Pamir flossen. Die Reste der Akkija-Vergletscherung sind auf dem Kiakbaschi-Pamir die durch Wasser zerstörten Moränenhügel des Talbodens, die Reste der Burkhan-Vergletscherung sind in dem Moränenkranz auf den Hängen der Alpen erhalten, hervorgebracht durch ineinander geflossene Fladengletscher.

J) Die Gegend des Üssendarja und des Jarkanddarja.

1. Die obere Gegend des Üssendarja.

Der Üssendarja kommt auf unseren bisherigen Karten unter dem Namen „Karatasch" vor. Einer der vom Pamir nach Jarkand führenden Karawanenwege kreuzt das obere Flussgebiet des Üssendarja, zieht vom Karatasch-Pass durch das Karatasch-Tal auf den fast gegenüber liegenden Gidjek-Pass. Dieser Weg verläuft bloss etwa 5 *km* weit im Haupttal, andere Teile des über 100 *km* langen Haupttales wurden vor mir von europäischen Forschungsreisenden nicht besucht. So kam auch das Haupttal zu dem Namen Karatasch. Das Haupttal wird durch zwei pfadlose, ungangbare Schluchten in drei Teile geteilt. Karatasch und Merki sind die Quellflüsse, die nach ihrer Vereinigung in die erste Schlucht gelangen. Der zwischen der ersten und zweiten Schlucht gelegene Teil trägt den Namen Tschimgendarja, derjenige zwischen der zweiten Schlucht und dem Tarim-Becken aber Üssendarja.

Der 4100 *m* hohe Kismak-Pass ist auf der Wasserscheide des Üssendarja und Kengkol gelegen. Die Spuren der pleistozänen Vergletscherung sind hier gering. An der Westseite des Passes befinden sich nischenartige Täler, die auf die Tätigkeit von Gletschern hindeuten. Auch auf der gegenüberliegenden, westlichen Bergwand gewahrte ich in entsprechender Höhe Zeichen von Nischentalbildung. Auf der dem Merki-Tale zugewandten Seite des westl chen Bergrückens reihen sich — so, wie der letztere sich über das 3800 *m* Niveau erhebt — Täler von glazialem Typus aneinander. Die Bodenpartie der Nischentäler befindet sich in 3700—3800 *m* Höhe. Die Vereinigung der Täler Merki, Ssogot und Karatasch erfolgt in ein und demselben Niveau. Pleistozäne Bildungen sah ich in grösserer Menge bloss in der Gegend der Vereinigung des Merki und Karatasch.

Der Karatasch-Pass selbst ist in fast 5000 *m* Höhe gelegen, das Tal befindet sich zwischen den Gebirgsgruppen des Mustagata und Kungurtübe, und der Südwestseite des Kungurtübe entströmen auch heute noch ganz beträchtliche Gletscher. Im Pleistozän befand sich im Karatasch wahrscheinlich ein grosser Talgletscher. Die Mündungsstelle des Karatasch und Merki ist nach meinen Messungen in einer Höhe von 3000 *m* gelegen (auf der russischen 40 Werst-Karte 2780 *m*). Der pleistozäne Karatasch-Gletscher hat diese Stelle nicht erreicht. In der Nähe der Vereinigungsstelle befindet sich die Mündung des Ssujok-Baches. Das Ssujok-Tal wird im Westen und Nordwesten von einem 4500 *m* überragenden Gebirge eingeschlossen.

Vom Karatasch-Tale aus konnte ich beobachten, dass sich zwischen den Bergen ein kleinerer Gletscher befindet, dessen Ende bis zu dem 4000 *m* Niveau herabreicht. Der grünlich schimmernde Gletscher ist auf

einer steil abfallenden Stirnmoräne gelegen und befindet sich heute gewiss nicht im Rückzugsstadium. Dieser Ssujok-Gletscher blickt aus einer Nebennische eines grösseren Zirkustales hervor. Vor dem Zirkustale breitet sich eine mächtige Moränenlandschaft aus, deren First 3700 *m* hoch ist und in Stufen bis an das Karatasch-Tal hinabfällt. Die erste Stufe der Moräne liegt in 3520—3550 *m* Höhe. Über diese stürzen sich die dem Firste der grossen Moräne enteilenden Schmelzwässer des rezenten Ssujok-Gletschers. Auf der Stufe befindet sich ein kleines, aufgefülltes Seebett in 3510 *m* Höhe. Die zweite Stufe liegt im Niveau von 3300—3350 *m*. Auch auf diese stürzt der Bach in Wasserfällen herab. Diese Moräne dehnt sich im Osten bis an den Tschimgendarja aus, im Süden reicht sie bis in die Gegend der Ssujok-Mündung, ihr Unterer Rand liegt in einer Höhe von 3100 *m*. Unterhalb der zweiten Stufe (= dritte Stirnmoräne) befindet sich noch Glazialschutt, doch glaube ich annehmen zu dürfen, dass es sich hier bloss um umgelagerten Schutt handelt, der dem oberen, steilabfallenden und somit ziemlich labilen Moränengebiet entstammt. Im westlichen Gebirge des Ssujok-Tales besuchte ich noch ein abgesondert liegendes Nischental, dessen Bodenhöhe etwa 3650 *m* beträgt. Auch dieses wird durch eine zum Teil bereits hinweggeschwemmte Moräne abgesperrt. Der in dem Tale fliessende Bach eilt, sich an den zwischen Ssujok und Karatasch befindlichen Bergrücken schmiegend, an der Seite der grossen Moränenmasse talwärts und vereinigt sich in 3110 *m* Höhe mit dem grossen Ssujok-Bache.

Aus den mächtigen Moränenmassen des Ssujok-Tales lässt sich auf ein ausgedehntes Firngebiet im oberen Abschnitt des Tales schliessen und als im Pleistozän der Gletscher über dessen Rand heraustrat, stürzte er vorhangartig an der steilen Wand des tiefen Tschimgen-Tales herab. Der Steilheit des Tales ist es zuzuschreiben, dass der Gletscher sich verhältnismässig ausserordentlich tief herabsenkte, anderseits aber in seiner Ausdehnung auf die geringste Klimaschwankung sehr empfindlich reagierte.

2. Die Terrassen des Tschimgendarja und das Kisiltschirken-Tal.

Auf der Wasserscheide des Üssendarja und Kengkol, etwa in 18·5 *km* Entfernung NNE-lich vom Kissmak-Pass befindet sich der bereits erwähnte Gidjek-Pass (4025 *m*). Es ist dies ein echter Kammpass, die Gipfel des Gebirgsrückens selbst erreichen kaum 4100—4200 *m*. Auf der Westseite des Passes wird die pleistozäne Vergletscherung durch eine schwachumrissene, nischenartige Talung angedeutet. Der Boden einer auf der Nordseite eines südlich des Passes gelegenen, bis zu 4200 *m* sich erhebenden Berges gelegenen Glazialnische befindet sich in 3850 *m* Höhe. Unterhalb derselben folgt starkes Gefälle, auch kommt es zur

Bildung eines kleinen Wasserfalles. In einer Höhe von 3685 *m* verringert sich das Gefälle des Tales und hier treffen wir bereits Steppengräser an.

Auch in den südlich gelegenen Nebentälern des Kisiltschirken findet man Nischen glazialen Ursprungs, die jedoch derzeit eisfrei sind. Das nördliche Seitental leitet die Gewässer des sich weit ausdehnenden Abhanges des Djamankol und des südöstlichen, vergletscherten Abhanges des Pittiktau talwärts. Es ist nicht ausgeschlossen, dass es hier auch heute noch kleine Gletscher gibt. Den südwestlichen Teil des Pittiktau sah ich von der dritten Terrasse des Tschimgendarja aus und entdeckte dort einen grösseren Gletscher, dessen Schmelzwässer jedoch in das bisher noch unbekannte, obere Schluchttal des Tschimgendarja abfliessen. Das Ende dieses Gletschers reicht, wie ich mit Hilfe des Horizontalglases feststellen konnte, wenigstens bis auf 3800 *m* herab.

Im Tschimgendarja-Tale befinden sich zwischen der Karatasch- und der Kisiltschirken-Mündung mächtige Terrassen. Am Eingang des Kalmakmasar-Tales, in 3140 *m* Höhe ist eine Schotter-Terrasse gelegen, über dieser aber etwa in 60 *m* Höhe (beiläufig 3200 *m*) liegt noch eine höhere Terrasse. Die Terrassen stehen mit dem Durchbruch des Tschimgendarja im Zusammenhang.

Bevor der Karatasch-Fluss sich mit dem Merki vereinigen könnte, arbeitet er sich, nach Beschreibung eines weiten Bogens, durch eine etwa 3200 *m* hohe, schwarze Kalkschiefermasse, deren flacher Kegel die Niveaufläche eines alten Talbodens erkennen lässt. Oberhalb der Mündungsgegend des Karatasch-Merki ist der Urtalboden auf einer Strecke von 8—9 *km* breit und doppelt. Im östlichen Abschnitt des Urtalbodens befindet sich die 150—200 *m* tiefe Schlucht des Merki. Westlich von dieser befindet sich der erwähnte, durch die Erosion aus dem Urtalboden herausgearbeitete Felszug. Ssogot und Karatasch sind gezwungen bevor sie in den Merki münden, in grossem Bogen diese Felsmasse zu durchschneiden; durch seitliche Erosion wird diese in einen schmalen Rücken verwandelt. Der felsige Urtalboden setzt sich fort im Tschimgendarja-Tal im gleichen Niveau mit der obersten Schotterterrasse. Das Gefälle der obersten Terrasse beträgt auf einer Strecke von 5 *km* wenigstens 50 *m*, da sie sich oberhalb der Mündung des Kisiltschirken bereits in einer Höhe von 3150 *m* befindet. Die folgende Kalmakmasar-Terrasse steigt auf einer ähnlichen Strecke von 3140 *m* auf 3050 *m* herab. Das Gefälle des Tschimgendarja beträgt heute von der Karatasch-Mündung (3040 *m*) bis zur Mündung des Kisiltschirken (2895 *m*), ebenfals auf einer Strecke von 5 *km* etwa 150 *m*. Das Gefälle der beiden jüngsten Terrassen versuchte ich nicht zu bestimmen, da hierzu feinere Messungen nötig gewesen wären, konnte jedoch bereits auf einem 2 *km*-Abschnitt feststellen, dass auch die jüngste Terrasse in der Richtung talwärts an Mächtigkeit zunimmt und sich von 2·5 *m* auf 15 *m* erhöht. Im all-



gemeinen also entspricht die Richtung des Gefälles der Terrassen dem der Flüsse, ist bei den älteren Terrassen geringer, als bei den jüngeren und noch geringer als das des Flusses. (Fig. 52.)

3. Das Otrake-Tal.

Nördlich des Kisiltschirken-Tales erhebt sich, wie bereits erwähnt, ein vergletschertes Hochgebirge. Östlich des STEIN'schen 7160 *m*-Berges nimmt die Höhe des Kungurtübe-Gebirges jäh ab und endet in der oberen Schlucht des Tschimgendarja. Östlich der Schlucht, in dem zwischen dem Tarim-Becken und dem Jarkanddarja gelegenen Gebirge, erhebt sich, wie ich dies auf meinen Reisen beobachten konnte, bloss

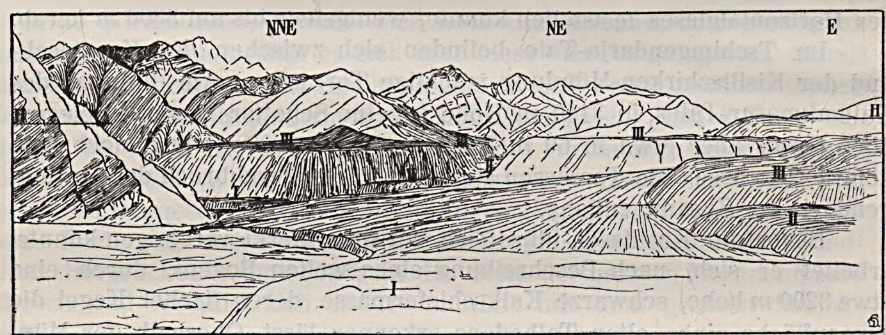


Fig. 52. Die Terrassen des Tschimgendarja oberhalb der grossen Schlucht. Im Hintergrund gegen NNE der Pittiktau. (Statt E ist ENE zu lesen.)

eine Berggruppe über die heutige Schneegrenze, es ist dies der Pittiktau. Auf der Südseite des Pittiktau erstreckt sich ein Gletscher auf 3800 *m*, also verhältnismässig tief herab. Auf der Nordseite des Gebirges verläuft die Schneegrenze eigentümlicherweise Höher, als auf der Südseite. Der Unterschied ist ein so bedeutender, dass ich nicht an einen Fehler in meinen Aneroid-Messungen denken durfte, umso weniger, als meine Messungen mit den von mehreren Forschungsreisenden in dieser Gegend an gewissen Punkten vorgenommenen gut übereinstimmten. Auf der Nordseite des Pittiktau befindet sich ein flacher, von Seen bedeckter Bergrücken, von den Kirgisen bezeichnenderweise Költüsdümkel benannt. Östlich dieser Rückenlandschaft fliesst der Ordolon in den Kengkol, nordöstlich fliessen die Bäche Terekketschü und Tschutek dem Rande des Tarim-Beckens zu, in die Gegend der Stadt Jangihissar; in westlicher Richtung strömt der Pittik-Bach in die obere Schlucht des Tschimgendarja. Der Pfad führt entlang des Randes der steileren Bergkuppen des Pittiktau. Dieser zwischen Ordolon und Tschutek gelegene Rücken beginnt in 4185 *m*, derjenige zwischen

Tschutek und Terekketschü aber in 4140 *m* Höhe, der tiefste Punkt der Wasserscheide des Terekketschü und Pittik liegt in einer Höhe von 4120 *m*.

Der Tschutek entspringt aus einem kleinen Nischengletscher. Die unterhalb des Gletschers befindliche Moränenlandschaft deutet darauf hin, dass der aus der glazialen Nische kommende pleistozäne Gletscher sich mit dem den ganzen Költüsdümbel bedeckenden grossen Gletscher vereinigte. Die Länge des heutigen Terekeschü-Gletschers beträgt wenigstens 4–5 *km*, sein Ende fliesst auf das pleistozäne Moränengebiet des Költüsdümbel. Eine Stirnmoräne ist nicht vorhanden, er ist demnach im Vordringen begriffen. So weit er sich erstreckt, füllt er sein Tal vollkommen aus und bedeckt seine Seitenmoränen. Die maximale Ausdehnung in rezenter Zeit wird durch eine Moränenhügelgruppe angedeutet, die sich an den Nordwestrand des Gletschers schmiegt, was auf der einen Seite des Gletschers eine Verlängerung von 200—250 *m* und eine grössere Tiefe von höchstens 20—25 *m* bedeutet. Diese Hügelgruppe ist jedoch bereits von Gräsern überwachsen. Vor dem Gletscher breiten sich zwei mächtige, von 40—50 *m* hohen Seitenmoränen eingesäumte, sumpfige Grundmoränengebiete aus. In der Grundmoräne befinden sich Einsenkungen, in einer derselben liegt ein kleiner See eingebettet.

Die westlich benachbarten beiden Pittik-Gletscher sind kleiner und unterscheiden sich vom Terekketschü-Gletscher dadurch, dass sich vor ihnen weniger ausgedehnte, in rezenter Zeit verlassene Stirnmoränen befinden. Westlich des Pittik-Gletschers befindet sich auch noch ein Nischengletscher. Die beiden Pittik-Gletscher vereinigten sich mit dem Nischengletscher im Pleistozän etwa in 3400 *m* Höhe und endeten nach Einmündung in den von dem heute firnfreien, 3940 *m* hohen Otrake-Pass in südlicher Richtung herabfliessenden Gletscher, in einer Höhe von etwa 3250 *m*. Unterhalb dieses Punktes ist mir der Pittik nicht bekannt. Der Pittik-Gletscher war also während der Burkhan-Zeit wenigstens um 3 *km* länger als heute. Die Moränenanhäufung des Pittikbaschi ist eine ganz bedeutende. Zwischen den vom Költüsdümbel und dem Otrake-Pass her stetig zunehmenden und eine Mächtigkeit von 200–300 *m* erreichenden Moränen haben sich die Bäche tiefe Täler eingeschnitten.

Das vom Otrake-Pass aus gegen Westen verlaufende Otrake-Tal war, als ich es besuchte (16—17. Juli 1909.) in dichten Nebel gehüllt, was die Beobachtungen stark beeinträchtigte. Die Umrisse des Zirkustales des Otrakebaschi liessen sich schwer feststellen. Die Seiten des Zirkustales sind steil, die Höhe des Talbodens beträgt etwa 3400 *m*. Unterhalb desselben beginnt das V-förmige, enge Tal mit grossem Gefälle. Dieser schmale Talabschnitt endet in 2950 *m* Höhe. Hier befindet sich der Artschamasar, auf welchem bereits Steppengräser und Laubbäume auftreten. Der Nadelwaldgürtel fehlt vollständig.

4. Das Dscheinage-Kajündü-Tal.

In östlicher Nachbarschaft des 7160 *m* hohen Bergriesen des Kungurtübe-Gebirges erstrecken sich von dem firnbedeckten Hauptrücken ansehnliche Gletscher nach Norden. Die Schmelzwässer dieser Gletscher werden durch den Kajündü-Bach zum Tschimgendarja abgeleitet. Zum Unterschied von den vielen Kajündüs, nenne ich dieses Tal Dscheinage-Kajündü. Den Namen Dscheinage trägt das äusserste westliche Seitental. Vom 3270 *m* hohen Kaindawan aus hat man einen guten Überblick über das ganze Dscheinage-Tal. Ein ausgedehntes Firngebiet entsendet einen ansehnlichen Gletscher in das Dscheinage-Tal. Die Höhe des Endes dieses Gletschers schätzte ich mit Hilfe des Horizontalglases auf 3500 *m*. Selbstredend dürften sich hier den schätzungsweise erhaltenen Zahlen gegenüber Abweichungen von von 50—60 *m* unschwer nachweisen lassen. Unterhalb des Gletschers dehnt sich ein weites Moränenfeld aus, eine etwa 100 *m* mächtige Stirnmoräne verriegelt das Tal mit U-förmigem Querschnitt. Der Untere Rand der Stirnmoräne ist in 3250 *m* Höhe gelegen, die zugleich die obere Grenze der Nadelhölzer bedeutet.

Das Firngebiet des benachbarten Korumdu-Gletschers scheint ausgedehnter zu sein, jedoch befindet sich das Gletscherende in ähnlicher Höhe. In etwa 3500 *m* Höhe sah ich vom Kaindawan aus eine rezente Stirnmoräne, die das Tal mit hohem Damm sperrt. Unterhalb der grossen Stirnmoräne wird das Tal weit und breit durch schmutziggrauen Glazialschutt ausgefüllt, dessen Grenze wenigstens um 200 *m* tiefer gelegen ist, als die der Dscheinage-Moräne. Ein Zeugnis für die ansehnlichen Dimensionen des Korumdu-Gletschers liefern auch die dem Gletscher entströmenden, gewaltigen Wassermassen des Baches. Unterhalb der Vereinigungsstelle des Dscheinage und Korumdu waren die Kirgisen schon gezwungen eine Brücke über den Fluss zu schlagen. Wer Zentralasien bereist, weiss was das zu bedeuten hat. Solange es möglich ist, im ruhigsten Abschnitt des Tages den Fluss ohne wirkliche Lebensgefahr zu durchwaten, schlägt der Kirgise keine Brücken.

Der Querschnitt des Korumdu-Tales zeigt in seinem unteren Abschnitt eine in einer weiten U-Form übertiefte V-Form. Die Gebirgswand zeigt also an ihren höchstgelegenen Stellen die Umrisse des Urtalbodens, unterhalb dieser die konkaven Wände des Glazialtroges, am Boden aber das Erosionstal aus postglazialer Zeit. Unterhalb der pleistozänen Moränenendung des Dscheinage-Tales fehlt die eingetiefte V-Form noch vollkommen im Boden des U-förmigen Tales, talabwärts jedoch zeigt der trogartige Urtalboden immer weitergehende Zerstückelung, um allmählich nur mehr in leicht geneigten Bergschultern verschiedener Grösse erhalten zu bleiben. Das Gefälle des durch diese Relikte angedeuteten Urtalbodens war jedoch viel geringer als dies im heutigen Tale der Fall ist. Während das Gefälle des rezenten Tales vom Rande der

Stirnmoräne bis zur Mündung des Korumdu 420 *m* beträgt, befinden sich oberhalb der Korumdu-Mündung die Felsbänke in 3150 *m* Höhe, das Gefälle des Urtalbodens betrug demnach in demselben Talabschnitt nicht mehr als 100 *m*. Das Urtalbodenstück befindet sich auf dem Hang des Kaindawan in 3180 *m* Höhe. Bis hieher reichen auch die Nadelwälder des Kaindawan-Gebirges empor. In den zerstückelten Urtalboden ist der Glazialtrog mit bedeutendem Gefälle eingetieft. Der Glazialtrog verwandelt sich erst in der Gegend der Korumdu-Mündung in ein typisches, V-förmiges, fluviatiles Tal. Hier hat der Dscheinage sein Tal, dem des Korumdu gegenüber übertieft. Das Bild des etwa auf 2800 *m* herabreichenden Glazialtroges wird durch die grosse Anzahl der mit Nadelwälder bedeckten, postglazialen Schuttkegel sehr stark verändert Die Behauptung Heim's, der Trogtal-Typus sei lediglich infolge einer durch die zu beiden Seiten der breiteren Täler befindlichen Schuttkegel hervorgerufenen Täuschung entstanden, wird durch das Dscheinage-Tal widerlegt, denn hier sind es gerade die Schuttkegel, die es uns erschweren den Trogtaltypus festzustellen.

Das Dscheinage-Kajündü-Tal ist eng, hat grosses Gefälle und zwei grosse Schotterterrassen, die mit der einzigen, in der Nähe der Mündung befindlichen Tschimgendarja-Terrasse verschmelzen.

5. Das Keklidschül-Tal.

Nordöstlich vom Kungurtübe-Gebirge nimmt das Gebirgsland rapid den Charakter des Randes des Tarim-Beckens an. Nördlich von dem 7160 *m* hohen Berg bis zur Gegend des Korgonkol, dehnen sich die Hochgebirgscharakter tragenden Bergrücken aus; auf der Südseite des Korgonkol befinden sich die nördlichsten Nischengletscher. Zwischen diesen Gebirgsrücken muss sich ein bislang unbekanntes Tal befinden, was aus dem grossen Wasserreichtum des Korgonkol-Baches gefolgert werden kann.

Zwischen dem unbekannten Tal und dem Kaindawan-Gebirge befindet sich das sich nach Nordosten zu erweiternde Keklidschül-Tal. Auf der Nordseite des Kaindawan-Passes befindet sich zwischen 2820—3200 *m* Höhe ein Nadelwaldgürtel. Die Pleistozän-Zeit wird hier durch eine einzige, fluviatile Terrasse vertreten, die von einer nordwärts allmählich an Mächtigkeit zunehmenden Lösshülle bedeckt ist.

6. Das Karaagil-Tal.

Zwischen dem Merki und dem oberen Abschnitt des Kengkol erhebt sich ein Gebirge über 4000 *m*, dem ich nach dem Kissmak-Passe,

der sich auf einem der nordseitlich sich hinziehenden Nebenrücken befindet, den Namen Kissmak-Gebirge beilege. Der WSW—ENE streichende Rücken des Kissmak-Gebirges wird durch einen NW—SE gerichteten Querbruch zerrissen, von wo an das Gebirge einen Plateau-Charakter annimmt und das 4000 *m* Niveau nicht mehr erreicht. Längs des Querbruches bildet grauer Kalk des unteren Karbons eine lange, gerade Wand. Die Scheitellinie dieser Wand verläuft gleichmässig in 4200—4300 *m* Höhe und sind auf ihr weder Spuren pleistozäner, noch solche rezenter Vergletscherung zu finden. Das Plateau besteht aus zerstückeltem, rotem Konglomerat, der höchste Punkt des über dasselbe führenden Pfades liegt in 3960 *m* Höhe. Dies ist der Karaagilbel. (S. das Bild pag. 250. in „Utazásaim Belsőázsiában.) Auf der Südseite des Karaagilbel befinden sich tiefe, V-förmige Erosionstäler. Es ist nicht ausgeschlossen, ja sogar wahrscheinlich, dass sich während der Eiszeit in den Vertiefungen des Karaagil-Plateaus kleinere Firnfelder befanden, was sich jedoch nicht ganz einwandfrei nachweisen liess. Die Steppenflora erstreckt sich ziemlich hoch, bis etwa 3280 *m* empor. Der Karaagil mündet in 3030 *m* Höhe in den Kengkol.

7. Das Kissmak-Tschumbus-Tal.

Auf der Südwestseite des bereits erwähnten, 4095 *m* hohen Kissmak-Passes konnte ich drei Nischentäler von glazialem Typus feststellen, die darauf hindeuten, dass hier kleinere, kaum unter 4000 *m* reichende Nischengletscher vorhanden waren. Es scheint die orographische Schneegrenze im Pleistozän auf der westlichen Seite etwa um 100 *m* tiefer gewesen zu sein, als auf der östlichen. Das Tal des unterhalb des heute vollkommen firnfreien Passes entspringenden, kleinen Baches mündet in 3715 *m* Höhe in ein mit Fluvioglazialschotter erfülltes, weiteres Tal.

Auch in dem Kogele-Tschunkur genannten Nebentale des Haupttales fand ich auf dem südlichen Felsrücken nischenähnliche Vertiefungen. Unterhalb der Vereinigungsstelle des östlichen Kissmak und des Kogele-Tschunkur (3510 *m*) erstreckt sich ein Schluchttal, in dessen unterem Taleingang die Steppenvegetation ihren Anfang nimmt. Wirkliche Terrassen besitzt dieses auch heute wasserarme Tal nicht. In 3110 *m* Höhe vereinigt sich der östliche Kissmak mit dem vom Karaagil-Pass kommenden Karaagil-Tale. Die Nordseite des Karaagil-Passes unterscheidet sich unwesentlich von der Südseite. Die Firnfelder überdauern den Sommer zwar leichter auf den nördlichen Hängen des Passes, jedoch kann die Entwicklung des Tales auch durch die Erosionsarbeit der heutigen Wassermengen erklärt werden. In der ganzen Talung ist allein das Fluvioglazialgerölle des oberen Ost-Kismak als unzweideutig pleistozäne Ablagerung anzusehen.

8. Das Ssugurluk-Tal.

Der die Wasserscheide zwischen dem Jarkanddarja und Kengkol bildende Ssugurluk-Pass ist ein in 3785 *m* Höhe gelegener, grasbedeckter Bergrücken, unter dessen sanf abfallenden Kuppen jählings steil abstürzende Hänge erscheinen, als Produkt der rückschreitenden Erosion des Ssugurluk und Karadjilga im Norden und des Koschötök im Süden. Die Nordseite fällt steiler ab, als die Südseite. In den letzteren Tälern ist keine Spur der pleistozänen Vergletscherung vorhanden. Während der Eiszeit können auch hier auf dem Gebirgsrücken Firnfelder den Sommer überdauert haben, heute jedoch dürfte die Schneedecke gewiss bereits im April oder Mai verschwunden sein, wenn der Schnee überhaupt den ganzen Winter hindurch anhält. Nach Angaben der Kirgisen ist der Verkehr im Winter weder über den Karaagil-Pass, noch über den Ssugurluk-Pass behindert, während die Überschreitung des Kissmak-Passes auf Schwierigkeiten stösst. Dagegen erhebt sich östlich vom Ssugurluk-Passe ein 4500—4600 *m* hohes, durch Glazialnischen gegliedertes, hohes Gebirge. Das Wasser der nordwestlichen Kare dieses Gebirges wird durch den Kardschilga talwärts befördert. Vom Kara-agil-Passe aus konnte ich feststellen, dass dieses Gebirge auch heute noch Firnfelder trägt, und dass das Niveau des Bodens der heute firnfreien Kare sich im Niveau des Karaagil-Passes, in einer Höhe von etwa 4000 *m* befindet.

9. Das Gidjek-Tal.

Am Westhange in der Nachbarschaft des 4025 *m* hohen Gidjek-Passes sind — wie bereits erwähnt wurde — die Spuren pleistozäner Vergletscherung vorhanden. Am Osthange konnte ich nicht einmal Spuren davon entdecken. Der Rücken des Gidjektau setzt sich zwar in 4200—4300 *m* Höche noch weiter nach Osten zu fort, jedoch lassen die zwischen seine Nebenrücken eingebetteten Talungen nicht unzweideutig die Karakterzüge der Kare erkennen.

Die *Lasiagrostis*-Arten steigen auch heute noch im Tale auffallend hoch, bis zu 3480 *m* Höhe empor und trifft man in 2950 *m* Höhe noch Berieselungsanlagen an. Das wasserarme Tal besitzt eine grosse, 20—30 *m* hohe Terrasse, die aus grobkörnigem Kies aufgebaut ist, die zweite Terrasse ist bloss 1—2 *m* höher gelegen, als das Niveau des Baches und besteht aus feinkörnigem Kies. An den Talhängen befinden sich grosse, trockene Schuttkegel. Auch im Kengkol-Tale gibt es unterhalb der Gidjek-Mündung bloss eine grosse Schotterterrasse, die zweite Terrasse ist unbedeutend.

10. Das Ordolon-Tal.

Auf dem Nordhang des Pittiktau liegen verhältnismässig grosse Gletscher, auch auf der Südseite befindet sich ein kleinerer Gletscher.

Die nordöstlichen Felsvorsprünge des Pittiktau sind in 4160—4185 *m* Höhe gelegen. Östlich dieses Felsrandes erstrecken sich in einer Breite von 1—1·2 *km* leichtgeneigte Schutthügel, deren Rand sich in 3935 *m* Höhe befindet. In diese Schutthügel haben die Schmelzwässer der Schnee- und Firnfelder des Pittiktau eine tiefe Talung eingeschnitten. Unterhalb des Randes der nach ihrem durchwegs aus rötlichem Konglomerat bestehenden Material Kisil-bel benannten Rücken folgt eine steil geneigte Schutthalde, dann tauchen in etwa 3600 *m* Höhe die anstehenden, eisen- und glimmerhaltigen roten Sandsteinbänke auf. Der flache Scheitel der Schuttmasse, sowie ihre Lagerung deutet auf glaziale Verfrachtung hin. Während der Eiszeit entströmten den in der Umgebung des Kisilbel befindlichen Nischentälern die Gletscher, die nach der Vereinigung eine mächtige Moränenmasse schufen. Nach den auf diese blickenden Karen geurteilt, kann das Gerölle nicht ausschliesslich auf Glazialtransport zurückgeführt werden, wahrscheinlich ist es, dass es auch bereits vor der Vergletscherung zur Anhäufung von Geröll kam. Der talwärts dringende Gletscher schuf in dem Schut kegel einen flachen Rücken, ja sogar gegen das Gebirge geneigte Hügel. Bezeichnender Weise zeigen die hie und da an Schichtung erinnernden, rötlich gefärbten Sandsteingeröllwände eine leichte Neigung gegen das Gebirge zu, was ausschliesslich der umlagernden Tätigkeit des Gletschers zuzuschreiben ist. Zu einer eingehenden Untersuchung des Gerölles fehlte mir die Zeit. In den unteren Lagen desselben konnte ich an den Geröllen keine auf Gletscherschliff hinweisenden Flächen finden, so dass als sichere Grenze der Arbeit des Gletschers der Rand des Schuttrückens anzusehen ist, d. h. etwa 3900 *m*.

Tiefer reichte der pleistozäne Gletscher des auch heute noch gletscherführenden, von Süden kommenden Tales herab. Die oben beschriebene Schuttmasse lagert sich quer vor dieses Tal, bis zu dessen Fusse sich ein schönes, glaziales Trogtal erstreckt. Dieses Tal habe ich nicht besucht, bloss in der Nähe der Vereinigung der beiden Ordolon-Bäche betrat ich den Talboden, in einer Höhe von 3245 *m*. Hier trägt das Tal bereits ein kräftiges Gefälle und einen rein fluviatilen Charakter zur Schau. Ich schätzte die Höhe des Unteren Randes des südlichen Ordolon-Trogtales auf beiläufig 3400 *m*. Dem entsprechend beginnt die Steppenvegetation auch heute noch tiefer, in 3025 *m* Höhe. Im Unteren Abschnitt des Tales befinden sich zwei Terrassen.

11. Der Koschötök, Tscharling und die Talserie von Kuscherabi (Jarkanddarja.)

Auf der Südseite des die Wasserscheide zwischen Kengkol und Jarkanddarja bildenden Ssugurluk-Passes, nimmt mit dem Koschötök-Tal das Einzugsgebiet des Jarkanddarja seinen Anfang. Im Koschötök-

Tal ist es schwierig, die ausgesprochen pleistozänen Gebilde von denen des Alluvium zu trennen. In einer Höhe von 2730 *m* vereinigt sich das Koschötök- mit dem Taschkerem-Tale. Der Taschkerem-Bach ist auffallend wasserreich. Er kommt von dem Südwesthang des östlich des Ssurguluk-Passes sich erhebenden Hochgebirges. Die grosse Wassermenge zu einer Zeit, (25. VII. 1909) wo in sämtlichen, unterhalb der Schneegrenze gelegenen Tälern, die Quellen ausgenommen, kaum ein Tropfen Wasser vorhanden ist, deutet darauf hin, dass sich im Taschkerem-Gebirge ständige Firnfelder befinden. Von der Taschkerem-Mündung an verändert sich das Aussehen des Tales, es führt Terrassen. Abgesehen von der 1 *m* hohen holozänen Terrasse, befindet sich in etwa 50 *m* Höhe eine abgeschliffene und lössbedeckte, pleistozäne Terrasse. In grosser Höhe (etwa 120 *m*) befinden sich noch Überreste einer älteren, wahrscheinlich praepleistozänen Terrasse. Weiter unten wird das Tal vom Gerölle ausgefüllt, so dass das Wasser des Taschkerem in Kürze versiegt. Bei der Terekmasar-Quelle ist das Bett bereits vollkommen trocken.

Das Taschkerem-Tal mündet in 2390 *m* Höhe in das Tscharling-Tal. Von hier an führte mein Weg in dem engen, steilwandigen Tal. In der Gegend von Bag treten auch auf dem Talboden bereits 5—8 *m* hohe Lösswände auf. Das Tal nimmt allmählich Schluchtcharakter an und unterhalb Kisilto stehen die Seitenwände nahezu senkrecht. In 1700 *m* Höhe mündet der Tscharling in den Jarkanddarja. Hier liegt das Dörfchen Kuscherab auf einer 3 *m* über den Rand des Überschwemmungsgebietes des Jarkanddarja sich erhebenden Terrasse. Diese, von einem Gemenge aus Flussschlamm und windverfrachtetem Löss bedeckte Terrasse ist durch Berieselung zu einem ausgezeichneten Kulturboden umgewandelt worden. Kaum 25—30 *m* über dieser befindet sich eine vollkommen unfruchtbare Schotterterrasse, die auf den in meinem Werke Utazásaim Belsőázsiában (pag. 252. u. 254.) publizierten Photographien gut zu erkennen ist. Der Jarkanddarja verfrachtet heute feinen Schlamm und Sand, nur zeitweise Kies, welch letzterer aus den nahen Seitentälern stammt. Der Schlamm des Flusses bedeckt die Schotterlagen seines Überschwemmungsgebietes. Diese Schlammschichte wird von den Tadschiks, selbst wenn dieselbe kaum spannhoch ist, unverzüglich dem Feldbau dienstbar gemacht.

Das grösste östliche Seitental des Tscharling, das Djanbulak-Tal durchwanderte ich von dem 3605 *m* hohen Djanbulak-Pass an bis zur Mündung. Vom Pass führt ein grasbewachsenes Erosionstal mit geringem Gefälle bis zur Höhe von 3400 *m* herab, woselbst sich eine kleinere Talstufe befindet, hervorgerufen durch eine W—E-lich streichende, also quer durch das Tal ziehende, harte Gesteinsbank. Unterhalb dieser treten die Steppengräser in 3200 *m* Höhe auf. In 2700 *m* Höhe vereinigen sich die Djanbulak- und Kais-Täler mit bereits aufge-

füllterm Talboden, aus welchem die senile Erosion nur mit Mühe eine Terrasse zu formen vermag. Hernach folgt auf der Strecke bis zum Karaskamasar (2230 *m*) eine Granitschlucht, schliesslich der Terrassen führende, untere Talabschnitt. Das Tal wird von einer einzigen, 70—80 *m* hohen, lössbedeckten Schotterterrasse begleitet.

12. Das Arpalik-Tal.

Der vorerwähnte Djanbulak-Pass führt in das Örtöngtüs-Tal. Das geräumige, flache Örtöngtüs-Tal wird im Nordwesten von steilen Bergwänden umrahmt, über denen sich trogartige Täler befinden. Die Fusslinie der steilen Berghänge befindet sich in 3750—3800 *m*, die Oberfläche der Talstufe beiläufig in 4000 *m* Höhe. Die auf höherem Niveau gelegenen Täler glazialen Charakters führen von den südöstlichen Hängen des in östlicher Nachbarschaft des Ssugurluk-Passes sich erhebenden, 4500—4600 *m* hohen Gebirges herab. Es ist mir nicht bekannt, ob heute auf dieser Seite Firnfelder vorkommen, während der Burkhanzeit reichten hier zweifelsohne Gletscher bis nahe an die 4000 *m* Höhe herab.

Das Örtöngtüs-Tal mündet in eine enge Klamm, bei deren unterem Eingang, wo sich das Tal ausbreitet, Schotterterrassen und *Lasiagrostis*-Arten auftreten. Der Arpalik-Bach wird von zwei niederen Schotterterrassen begleitet, von denen jede im Durchschnitt 3 *m* hoch ist.

13. Das Düngürek-Tschimgen-Tal.

Auf der Nordseite des Arpalik-Tales führt der 3490 *m* hohe Düngürekbel (S. das Bild pag. 262. in Utazásaim Belsőázsiában) in das Tschimgen-Tal hinüber. Unterhalb des Passes wird der erste Abschnitt durch das Chanköl-Tal gebildet, welches seine Entstehung einem Einbruch verdankt. Hiernach folgt eine Talstufe, dann ein kurzes Schluchttal, endlich der intermittierende See, der durch Bergrutsch aufgestaute Ssulukköl in 2900 *m* Höhe. (S. die Bilder pag. 264. u. 266. in Utazásaim Belsőázsiában,) Auf dem Schutt des Bergrutsches befinden sich bereits *Lasiagrostis*-Arten. In 2400—2450 *m* Höhe folgt eine zweite Kalksteinschlucht, unterhalb dieser aber lössbedeckte Terrassen, die schon zum Randgebiet des Tarimbeckens gehören und somit an anderer Stelle besprochen werden sollen.

Zusammenfassung. In östlicher Nachbarschaft der 6000—7860 *m* hohen Bergmassen des Musstagata-Kungurtübe-Atojnok, in den nordwestlichen Verzweigungen des West-Kuenlun zeigt sich eine Steigerung sämtlicher glaziologischer Werte, das heisst der Umfang der Vergletscherung nimmt ab. Die Flora zeigt auch heute noch getreulich an, dass diese Gegend bereits dem Einfluss des „Vaters der Eisberge“ und seiner Familie entrückt ist.

Hier finden sich kaum mehr Spuren, die auf die Vergletscherung der Akkija-Zeit hinweisen. Der Talboden liegt begraben unter intensiv angehäuften Schuttmassen. Die Spuren der Vergletscherung aus der Burkhan-Zeit sind frisch, unversehrt. Im Ssujok-Tale des Tschimgendarja lassen sich auch Schwankungen aus der Burkhan-Zeit nachweisen. Die Gegend des Dscheinage-Kajündü und des Keklidschül gehören in glazialmorphologischer Hinsicht noch zur Region des Musstagata-Atojnok, dementsprechend zeigt ihr Bild auch wesentliche Abweichungen von den übrigen.

IX. Vergleichstabelle.

Tal	Obere Grenze der Steppengräser	Obere Grenze der Laubbäume	Obere Grenze der Nadelbäume	Grenze der perennierenden Schneefelder	Ende des Gletschers	Grenze der V- u. U-förmigen Täler	Stirnmoränen
1. Tschimgen-Ssujok	3040	—	—	?	4000?	3300	II. *a.* 3700, *b.* 3550, *e.* 3300
2. Kisiltschirken	3685	—	—	—	—	3850	—
3. Terekketschü	?	?	?	4300	4120	?	—
4. Pittik	?	?	?	4350	4150	3250	—
5. Otrake	2950	2950	—	—	—	3400	—
6. Dscheinage-Kajündü	2850	3180	3250	?	3500	2800	II. 3250
7. Keklidschül	2820	2820	3200	—	—	—	—
8. Karaagil	3280	—	—	—	—	—	—
9. Kissmak-Tschumbus	3300	?	—	?	—	4000	—
10. Ssugurluk	3325	—	—	?	—	4000	—
11. Gidjek	3480	2600	—	—	—	—	—
12. Ordolon	3015	3015	—	?	?	3400	—
13. Koschötök-Tscharling	3285	2700	—	—	—	—	—
14. Djanbulak	3260	2300	—	—	—	—	—
15. Arpalik	3200	—	—	—	—	—	—

KLIMAÄNDERUNGEN IM PLEISTOZÄN.

Zur genaueren Kenntnis des Klimas der Eiszeit ist die Bestimmung der pleistozänen klimatischen Schneegrenze unerlässlich, wenngleich entsprechend der Natur der Sache, unbedingt genaue Daten nicht zu erwarten sind. Es gelang mir für den Vergleich der pleistozänen und holozänen Firngrenze aus den von mir bereisten Gebieten solche Daten beizustellen, die einige Schlüsse auf das heutige Klima gestatten. Die obere und untere Grenze der Nadelhölzer wurde für jedes Tal sorgsam aufgezeichnet, dessgleichen wurde auch stets nach Möglichkeit, die obere Grenze der Steppengräser (*Lasiagrostis*-Arten) festgestellt. Wenn wir noch die Höhenlinie des unteren Randes der derzeit firnerfüllten Glazialnischen hinzunehmen, so konnte ich mich, in Anbetracht der Quantität, sowie der ziemlich günstigen Gruppierung der von mir zurückgelegten Wegstrecken, über die von geographischem Standpunkt aus bedeutendsten klimatischen Verhältnisse einigermassen orientieren.

Zweifelsohne ist die orographische Lage besonders auf die obere Grenze der Steppengräser von grossem Einfluss. Steppengräser treten erst in den schutterfüllten Abschnitten der Täler auf, wo der Boden wasserdurchlässig ist. In den engen Schluchten einzelner Täler sinkt die obere Grenze der *Lasiagrostis* verhältnismässig tief herab, während sie an den der Sonne frei ausgesetzten Berghängen hoch ansteigt. Auf ähnliche Weise wird auch die Verbreitung der Nadelhölzer durch die orographische Lage beeinflusst, wie auch die Schneegrenze nicht ausschliesslich auf klimatische Ursachen zurückzuführen ist. Meine sämtlichen Daten beziehen sich auf etwa 130 Talungen und dürften so wohl zur Bildung von Mittelwerten einigermassen geeignet sein.

Die obere Grenze der Steppengräser liegt im Fergana nach meinen Beobachtungen in 2600—2830 *m* Höhe. Im Atbaschi-Becken, am Nordhang des Üjürmentau ist unter drei Tälern das westliche in 2900 *m*, das mittlere in 2685 *m*, das östliche in 2500 *m* Höhe gelegen. In den 14 Tälern des Nordhanges des Terskei-Alatau ist 2300 *m* das Maximum, 2120 *m* das Minimum der Daten, während die Werte für den nahegelegenen Kuldschaer Nanschan, auf dessen Südhang 2700 *m*, auf dem Nordhang aber 2500 *m* betragen. Für den Südhang des Kokschaltau und den Kurpetau sind diese Höhenwerte 2470—3085 (11 Daten), für

den Koktantau 3000—3300 *m*, für den Nordhang der Kaschgarer-Alpen (Bolortag) von West nach Ost 3680, 3600, 2745, 2990, 2950, 2500, 2700, 2650 *m*, am Südhang des Gebirges 2800, 2850 *m*, zwischen dem Üssen- und Jarkanddarja 2750—3550 *m* (14 Daten). In der zuletzt erwähnten Gegend liegt diese Grenze jedoch bloss in einem besonders schattigen, nördlichen Tal in 2750 *m* Höhe.

Tabellarisch dargestellt ergeben die erwähnten Daten folgendes Resultat:

Fergana, östlicher Teil	2700 *m*
Nord-Tienschan	2600 „
Mittel-Tienschan, Nordhang	2170 „
„ „ Mittlerer Teil	2700 „
„ „ Südhang	2910 „
Pamir-Kuenlun	3070 „

In drei Tälern der Linie Pamir—Kuenlun steigen die *Lasiagrostis*-Arten besonders hoch empor. Übrigens sind innerhalb je eines Gebietes die Schwankungen des Grenzniveaus leicht zu verstehen. Im allgemeinen steigt die obere Grenze der *Lasiagrostis*-Arten gegen das Tarim-Becken zu an und im allgemeinen gegen Osten, gegen Innerasien zu. In der Gegend der Trockenbecken (Narin-Becken) steigt die Grenze sprunghaft, während sie in der Nähe der vergletscherten Hochgebirge herabsinkt (Mittel-Tienschan, Nordseite; Gegend der Mustagata).

Die Zone der Steppengräser umgibt die Hochgebirge Zentral-Asiens und klimmt hoch empor in den Tälern derselben. Geringe Niederschlagsmengen und wasserdampfarme Luft sind ihre Verbreitungsbedingungen. Die grösste, von Steppengräsern erreichte Höhe (3680 *m*), sowie die sehr hohen Durchschnittswerte sind bezeichnend für das trockene Klima unseres Gebietes. Ich fand den „Tschi“ (*Lasiagrostis splendens*) auch um 130 *m* höher, als den von Machatschek für Russisch-Turkestan angegebenen Maximalwert (S. Landeskunde von Russisch-Turkestan, Stuttgart, 1921, pag. 98.)

Eine echte Laubwaldzone gibt es auf unserem Gebiete nicht. Die Pappel und die Weide wird in der Zone der Steppengräser auf den weniger wasserarmen Landstreifen angetroffen, der am weitesten verbreitete Obstbaum Innerasiens, die Aprikose aber auf den Berieselungsgebieten. In der Zone der Steppengräser werden Laubbäume nur in den allerseltesten Fällen zu finden sein. Die Zone der Steppengräser ist von der der Nadelhölzer gewöhnlich scharf abgesondert und kann somit leicht bestimmt werden. Meine auf die obere Grenze der Steppengräser bezüglichen Daten bezeichnen fast in allen Fällen zugleich die untere Grenze der Nadelwälder. Es ist mir kaum möglich, diese Daten mit denen anderer Forschungsreisender zu vergleichen, dies wäre eine Untersuchung für sich. Ich weise bloss auf einige Daten Friederichsen's hin.

Nach den Angaben FRIEDERICHSEN's ziehen sich die Nadelwälder im Dschungar-Alatau bereits viel tiefer herab. So befinden sie sich auf den Südhängen der Uitasch-Gebirgskette in 1500—1550 *m* Höhe, im westlichen Ojssass-Tale des Alatau etwa auf 1100 *m*, nördlich auf 1965 *m* (Urta-Biön-Tal), dann weiterhin nach Lepssinsk zu etwa auf 1350 *m* (Basskan und Agonakattü). Wenn wir von den streng lokalen Einflüssen absehen, die die Grenze z. B. auf dem sich abgesondert, zwischen Becken erhebenden Üjürmentau hoch ansteigen lassen, so zeigt es sich,

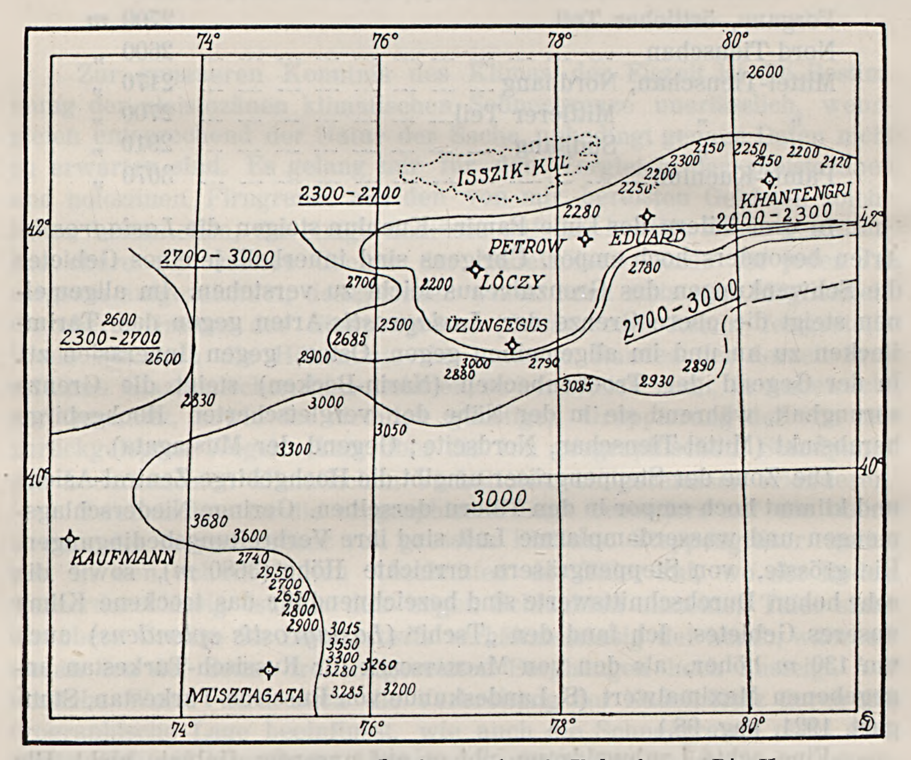


Fig. 53. Obere Grenze der *Lasiagrostis* mit Höhenkoten. Die Kurven verbinden Angaben gleicher Höhe.

dass sich die Grenze vom Westende des Kuenlun an (76° östl. Länge) bis in die Gegend von Lepssinsk (80° östl. L.) allmählich von 3000 *m* auf 1350 *m* senkt.

Auf Fig. 53. sind die Höhengrenzen der Steppengräser in Bezug auf unser Gebiet dargestellt. Diejenigen Orte, wo die obere Grenze der Steppengräser 2000, 2300, 2700, bezw. 3000 *m* betrug, wurden ergänzt durch anderweitige, nicht auf Messungen fussende Beobachtungen und durch Kurven miteinander verbunden. Das auf diese Weise entstandene Bild ist für das Klima des von mir bereisten Teiles von

Zentralasien bezeichnend. Wenn wir uns auf die Erfahrungstatsache stützen, dass im grossen ganzen die Verbreitung der Steppenflora vom Dampfgehalt der Athmosphäre und der Niederschlagsmenge abhängt, so folgt aus obiger Kartenskizze offensichtlich die Trockenheit des Tarim-Beckens, des weiteren die ausserordentliche Einwirkung des Firngebietes des Mustagata, besonders aber der Firnwelt des Hochtienschan auf den Wasserdampfgehalt der Luft und die Vermehrung des Niederschlages in deren Umgebung.

Es wurde auch die obere Grenze der Nadelwaldungen in sämtlichen besuchten Tälern bestimmt. Unsere Kenntnisse über die Verbreitung der Nadelwaldungen erfahren hiedurch natürlich eine nicht unerhebliche Erweiterung. Geiger[1] spricht sich in seiner auf Grund der Fachliteratur gegebenen Zusammenstellung hierüber noch folgendermassen aus:

„Nadelwaldungen sind auf den Tienschan beschränkt und erreichen hier in einer Höhe von 2100 *m* bis 2200 *m* ihre bedeutendste Entwicklung. Stellenweise reichen die Fichtenwälder bis zur Höhe von 3200 *m* (nach Angaben von Kaulbars). Im Pamir fehlen Nadelhölzer überhaupt . . .“. Ich traf auf den Nord- und Nordosthängen des Pamir fast überall Nadelwaldungen an. Auf den Nordhängen des Bolor-Gebirges befinden sich dichte Nadelwaldungen in einer Höhe von 2745—3380 *m* im Targalik-Tal, 2990—3100 *m* im Tschimgen-Tal, 2950—3400 *m* im Bostanartscha-Tal, 2580—3480 im Atojnok-Tal, 2700—3500 *m* im Tüb-Tal, 2850—3600 *m* im Tschotschil-Tal. Schultz (Landeskundliche Forschungen im Pamir, Hamburg, 1916, pag. 210.) behauptet, dass im östlichen Pamir geschlossene Baumbestände „bis 2700 *m* Höhe hinaufdringen.“ Es sollte umgekehrt heissen: sie drangen bis 2700 *m* herab, steigen aber bis 3600 *m* hinauf. Bei schwankender unterer Grenze zeigt sich ein ständiges, allmähliches Ansteigen der oberen Grenze gegen Osten zu (auf einer Strecke von 85 *km* 3380, 3100, 3400, 3480, 3500, 3600). Dem gegenüber nehmen die Nadelwaldungen östlich des Üssendarja jäh ab. Zwischen Üssen- und Jarkand-darja traf ich bloss in zwei Tälern Nadelwaldungen an, u. zw. in einer Höhe von 2820—3250 *m*. Auffallend ist, dass sich die Nadelwaldzone in der Nähe der heutigen ausgedehnteren Firnfelder befindet, während sie in den nichtvergletscherten Gebirgen von beliebiger Höhe und Struktur vollkommen fehlt.

Auf der Nordseite des Tarim-Beckens, auf den Südhängen des Tienschan zeigen die Nadelwälder unter ähnlichen Umständen ebenfalls eine geringe Ausdehnung. Auf dem Karateke-Gebirge, das am tiefsten in das Tarim-Becken vordringt, befinden sich Nadelwaldungen im Niveau von 2470—3200, 2600—3220, 2880—3600 *m*, jedoch diese drei Täler ausgenommen, traf ich nirgends Waldungen an. Die erwähnten Waldungen

[1] Die Pamir-Gebiete, p. 56.

befinden sich in geschlossenen, engen Tälern. In der Gegend des Üsüngegusch, des Akssaj und des Tschatirkul fehlen die Nadelwälder vollkommen. Auf dem Südhang des zwischen Akssaj und Atbaschi sich erhebenden Üjürmentau befinden sich keine Nadelwaldungen, während sie auf dem Nordhang in 2500–3100 *m* Höhe vorkommen. In dem zwischen Atbaschi und Narin-Tal sich erhebenden Alamischi-Gebirge zieht sich der Nadelwaldgürtel auf der Südseite in 2700—3000 *m* Höhe, auf

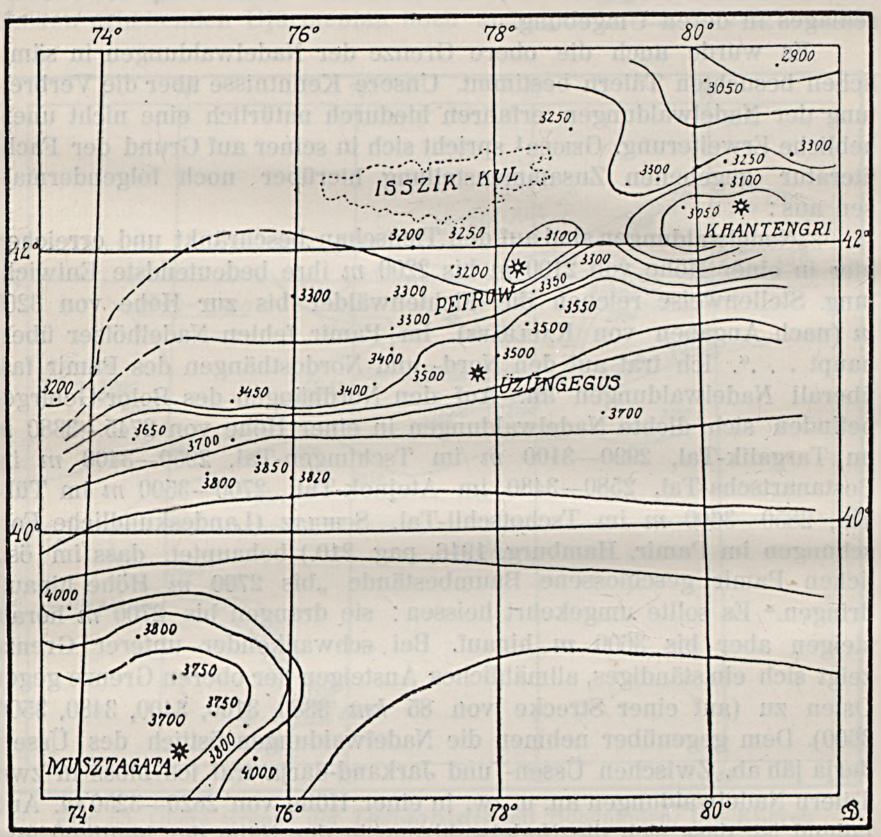


Fig. 54. Obere Grenze der Nadelhölzer, mit den wichtigsten Höhenkoten. Die Kurven verbinden Angaben gleicher Höhe.

der Nordseite in 2200–2600 *m* Höhe hin. Auf der Südseite des benachbarten, nördlichen Gebirgszuges (Nura-Djitimtau) sind in 2700—3200 *m* Höhe Nadelwälder vorhanden, während sie auf der Nordseite fehlen. Die Südseite des Terskei-Alatau schien gänzlich unbewaldet zu sein, ich sah bloss im Ssaridschass und seinen Seitentälern Nadelwaldungen. Im Kölü-Tal liegt diese Grenze in 2900 *m* Höhe, im Karagaiki-Tal ist sie nicht bekannt. Auf der Nordseite des Terskei-Alatau schwanken die diesbezüglichen Daten von zehn Tälern zwischen 2800—3250 *m* Höhe.

Auf der Südseite des Kuldschaer Nanschan, in dem westlichen, der Sonne ausgesetzten, offenen Teil gibt es keine Nadelwälder, in dem mehr geschlossenen östlichen Teil verläuft ihre Grenze in 2890 *m* Höhe, auf der Nordseite schwankt diese zwischen 2800–3250 *m* (Fig. 54.).

Auf der inneren, dem Narin-Becken zugekehrten Seite der Fergana-Gebirgskette, liegt die Grenze in 2930 *m* Höhe (Bitschanssu). Wenn wir nun die auf die Grenze bezüglichen Daten gruppieren, so erhalten wir folgende Resultate in Durchschnittswerten:

	Obere Grenze d. Nadelw.	
Nord-Tienschan	3000 *m*	obere Grenze d. Steppengr. niedr. um 500—1300 *m*
Mittel- „ Nordseite	2950 „	„ „ „ „ „ „ „ 780 „
„ „ Innerer Teil	2760 „	„ „ „ „ „ „ „ 60 „
„ „ Südseite	3000 „	„ „ „ „ „ „ „ 90 „
Pamir-Kuenlun	3080 „	„ „ „ „ „ „ „ 10 „

Diese Daten dürften fürs erste jedermann wertlos erscheinen, zeigt sich doch nach den einzelnen Daten der Beobachtungen in den meisten Fällen ein bedeutender vertikaler Abstand zwischen der oberen Grenze der Steppengräser und der unteren Grenze der Nadelhölzer, wenngleich diese Angaben sich in Innerasien bedeutend näher rücken, als im Kaukasus, oder in Europa. Einen wertvollen Überblick gewinnen wir, wenn wir die auf die Steppenzone und Nadelholzzone bezüglichen Daten der Nordseite des Terskei-Alatau, sowie der Nordseite des Pamir-Kuenlun vergleichen (S. Vergleichstabelle X.).

X. Vergleichstabelle.

Terskei-Alatau	1.	2.	3.	4.
obere Gr. d. Steppengräser	2286	2250	2200	2200
Nadelwaldzone	2500—2950	2350—?	2300—?	2270—2700
Terskei-Alatau	5.	6.	7.	8.
obere Gr. d. Steppengräser	2150	2250	2150	2000
Nadelwaldzone	2350—3000	2500—3250	2200—2820	2000—3150
Pamir-Kuenlun	1.	2.	3.	4.
obere Gr. d. Steppengräser	3680	3600	2745	2990
Nadelwaldzone	—	—	2745—3380	2990—3100
Pamir-Kuenlun	5.	6.	7.	
obere Gr. d. Steppengräser	2950	2500	2700	—
Nadelwaldzone	3160—3400	2580—3480	2200—3500	—

Diese Vergleichstabelle zeigt uns, dass die Mittelwerte der auf die obere Grenze der Nadelwaldungen und der Steppengräser bezüglichen Daten sich im Inneren des Tienschan und in der Umgebung des Tarim-Beckens deshalb einander nähern, weil in einzelnen Tälern die Zone der Steppengräser die Nadelwaldzone bereits vollständig verdrängt.

Diese Erscheinung ist vom Gesichtspunkte der Klimabeurteilung aus betrachtet, von nicht geringer Wichtigkeit.

Ihrer Verbreitung nach erhebt sich die Steppenvegetation am höchsten im Gebiet zwischen dem Transalaer- und dem Kürkkuh-Gebirgszuge, dem von mir besuchten Gebiet ist dies also die Gegend mit dem trockensten Klima. Von dem 3680 *m*-Niveau senkt sich die obere *Lasiagrostis*-Grenze mit ziemlicher Regelmässigkeit gegen Nordwest, Nord, Nordost, Ost und Südost. In anderen Himmelsrichtungen kenne ich dieses Grenzniveau nicht, jedoch herrscht in südlicher Richtung bekanntlich bereits überall eine wasserdampfreichere Atmosphäre. Die obere Grenze der Nadelhölzer erreicht in der Umgebung des Tarim-Beckens auf einem grossen, breiten Gebiet stellenweise das Niveau von 3600 *m*, beschränkt sich jedoch, wie bereits erwähnt, auf die Gegenden mit Firnfeldern und so kann gesagt werden, die Nadelwaldungen vegetieren hauptsächlich aus dem Wasserdampf, der aus den Firnfeldern entsteht.

Wir übergehen nunmehr zur Frage der heutigen klimatischen Schneegrenze. Die schwankenden Talgletscher ausser Acht lassend, war ich bestrebt, so oft ich in das Hochgebirge kam, Pässe und Bergrücken erstieg, die orographische Schneegrenze durch die Bestimmung der unteren Grenze von freiliegenden, perennierenden Schneefeldern festzustellen. Natürlich kann diese Feststellung bloss in der zweiten Hälfte des Sommers eine erfolgreiche sein, bevor noch der Neuschnee sich zu grösseren Mengen ansammelt und nachdem die Sommerschmelze den grössten Teil ihrer Arbeit bereits beendet hat. Auch nach meiner Ansicht wird die Lage der klimatischen Schneegrenze aus den für die orographische Schneegrenze gefundenen Daten, durch die Berechnung des Mittelwertes der ersteren erhalten. Der Unterschied in der Firnanhäufung an den nördlichen und südlichen Gebirgshängen bleibt in ein und demselben Gebirgssystem unverändert, wenn die Abdachung keinen grösseren Unterschied aufweist, die Gebirgskette also einen mehr oder weniger symmetrischen Aufbau besitzt. Wenn wir die östlich und westlich gelegenen Berghänge ausser Acht lassen und nur die Schneegrenze der nördlichen und südlichen Berghänge heranziehen, so wird der Mittelwert der beiden letzteren im grossen ganzen als klimatische Schneegrenze angesprochen werden dürfen.

Es seien folgende Daten über den Nordhang des Hauptrückens des Terskei-Alatau mitgeteilt.

1. Ton-Pass, 3910 *m*. Auf dem Südhang Spuren von Schneefeldern, auf dem Nordhang zusammenhängende Schneedecke bis zu einer Höhe von etwa 3300 *m* (25. VI. 1906.). Die Südhänge sind also firnfrei, für die Nordhänge konnte ich dies nicht nachweisen. In östlicher Nachbarschaft des Passes, zwischen zwei Gebirgsrücken, also im Schatten, ein Gletscher, sein Ende in 3700 *m* Höhe. Klimatische Schneegrenze 3800—3900 *m*.

2. Arabel-Pass, 3750 *m*, firnfrei. Nördlich des Passes sind die Flachrücken auf dem Hauptrücken des Terskei-Alatau firnbedeckt. Die fladenartigen Anhängsel des Plateaueises reichen bis auf 3800 *m* herab. Klim. Schneegr. 3900–3920 *m*. Im Osten ist der Itischi-Rücken in 3870 *m* Höhe firnfrei.

3. Kaschkatör, 3800 *m*. Pass firnfrei. Die in der Nähe des Passes befindlichen Flachrücken firnbedeckt. Aus dem Rande des Firns fladenartige Anhängsel bis auf 3900 *m*. Klim. Schneegr. 3920—3950 *m*.

4. Tiek-Pass, 3450 *m*. Am 23. August 1906 fand ich in 3240 *m* Höhe, am Nordfuss einer steilen Berghalde perennierende kleine Schneefelder.

5. Igilik-Pass, 3470 *m*. Pass schneefrei. In einem nach W offenen Nischen-Tal des Karaköl-Tales Firn in 3650 *m* Höhe. In der Nähe des Dschassilköl in nach N geöffnetem, von steilen Bergwänden umgebenem Zirkustal Firn in 3450 *m* Höhe. Ende des von hier aus talwärts fliessenden Gletschers 3380 *m*. Auf dem östlich des Karaköl-Tales, in N—S Richtung sich hinziehenden Bergrücken (3800 *m*) sind nach Osten geöffnete Nischentäler firnfrei, am Treffpunkt dieses und des sich zwischen dem Karaköl-Akköl erhebenden Gebirgsrückens ist in einem nach NE geöffneten Nischental Firn vorhanden in 3600 *m* Höhe. Orographische Schneegrenze also auf der N-Seite 3450, NE-Seite 3600, W-Seite 3650, E-Seite über 3800 *m*, klim. Schneegrenze wenigstens 3900 *m*. Der aus dem Akköl-Tale zum Karaköl führende Pass, in 3530 *m* Höhe gegen NW geöffnet, noch firnfrei.

6. Aschutör-Akköl-Rücken. Pass 3825 *m*, SSW firnfrei, NNE-Seite Firn bis zu 3600 *m* Höhe. In nach SSE offenem Kessel des südlichen Aschussai-Tales Firn 3550 *m*. Perennierende Schneefeldreste 3500 *m*. Orograph. Schneegrenze 3600 *m*, klim. Schneegrenze zweifelsohne weniger als 3900 *m*.

7. Aschutörbaschi. Aussichtspunkt auf nach S blickender Halde bei 3420 *m* schneefrei. Auf den nördlich blickenden Hängen des Tales Schneefelder bei 3450 *m*, auf N-wärts blickender, steiler Bergwand Ende eines Firnvorhangs etwa bei 3550 *m*, jedoch abstürzend, Lavinen häufig, so dass hier die orograph. Schneegrenze bei 3600 *m* gelegen ist. Gletscherende bei 3320 *m*. Südlich gerichtete Halden firnfrei wenigstens bis 3900 *m*. Klimat. Schneegrenze nicht höher als 3800 *m*.

8. Torajgir-Alaajgir-Rücken. Pass 3770 *m*. Schneefeld, vielleicht Firn bei 3700 *m*. Offene Südhänge firnfrei bis zu 3800 *m*. Auf nördlich geöffnetem Talhang fladenartig abfliessendes Firnfeldende bei 3600 *m*. Klimat. Schneegr. bei 3750 *m*.

9. Narinkolbaschi. Aussichtspunkt 3350 *m*. In nach N blickenden, tiefen, schattigen Tälern Schneefelder bei 3200 *m*, Firn bei 3450 *m*. Gletscher endet bei 3380 *m*. Südwärts blickende, offene Hänge wenigstens bis 3700—3800 *m* firnfrei. Klimat. Schneegr. bei 3700 *m*.

10. Gebirgsrücken südlich des Tschedschinbulak-Aussichtspunktes (3260 *m*) gelegen. Firnfelder auf Nordhang etwa bei 3450 *m*.

Im Gebirgszug des Terskei-Alatau ist also das Aufsteigen der klimatischen Schneegrenze dort, wo sie sich geräumigen, trockenen Beckengebieten nähert (Arabel) zur Genüge wahrnehmbar, desgleichen ihr Sinken in der Nähe der riesigen Firngebiete des Khantengri. Es liegt auf der Hand, den Grund dieser Erscheinung in der grösseren Niederschlagsmenge zu suchen.

Im Inneren des Tienschan, also zwischen den mächtigen Bergketten des Terskei-Alatau und des Kokschaltau liessen sich folgende Resultate feststellen.

1. Djamanitschke-Pass, 3770 *m*. Nach W und E geöffnete Täler vollkommen firnfrei. Nordhänge bis 3750 *m* mit Firn bedeckt. Klimat. Schneegrenze jedenfalls über 3900 *m* gelegen, wahrscheinlich um 4000 *m*.

2. Kölü-Pass, 4100 *m*. Auf dem NE-Hang perennierende Schneeflecken bis zu 3450 *m*. N-Hänge firnbedeckt bis zu 3600 *m*. Das fast horizontale, freie Kölü-Plateau ist bei 4050—4100 *m* firnbedeckt. S-Hänge bis 4150 *m* firnfrei. Mittlere orograph. Schneegrenze bis 3775 *m*. Klim. Schneegrenze etwa bei 4020—4050 *m*.

3. Karakoltörbaschi. Aussichtspunkt 3620 *m*, auf N-Hängen Firn bei 3700 *m*, unterer Rand des fladenartig abfliessenden Firns durchschnittlich bei 3620 *m*, E-Hang (etwas schattig) Firn etwa bei 3800 *m*, auf NW-Hang bei 3700—3750 *m*; auf S-Hang unter 4000 *m* kein Firn vorhanden. Ende des Hauptgletschers bei 3300 *m*. Orographische Schneegrenze bei 3840 *m*. Klimat. Schneegr. etwa bei 4000 *m*.

4. Ssaritschatbaschi. Aussichtspunkt bei 3400 *m*. Abfliessender Rand des Firnfladens auf E-Hang bei 3500 *m*, auf NE-Hang bei 3450 *m*. Ende der Vorhanggletscher auch auf der Südseite bei 3550 *m*. Ende des Hauptgletschers bei 3350 *m*. Auf die Schneegrenze bezügliche Werte gleichen denen des Karakoltör.

Die oben erwähnten vier Gegenden befinden sich zwischen den südlichen Nebenrücken des Terskei-Alatau, oder in unmittelbarer Nähe derselben. Ihnen schliesst sich unmittelbar, wenngleich in etlicher Entfernung, jedoch ohne ein inzwischen gelagertes, trockenes Becken, die Gegend des Ischigart-Passes an.

5. Ischigart-Kaündübaschi. Aussichtspunkt auf dem Hauptgletscher 3800 *m*, auf dem Passe 3860 *m*. Der Pass und in seiner Nähe das 3800 *m* hohe Plateau sind vollkommen firnfrei. Ende des grossen Gletschers bei 3650 *m*; im schattigen, tiefen Kaündü-Tal perennierende Schneeflecken bei 3590 *m*, auf dem NE-Hang Firn bei 3800 *m*, auf dem N-Hang bei 3750 *m*, auf dem Südhang etwa bei 4100—4150 *m*, auf vollkommen freien, sonnigen Hängen in noch grösserer Höhe. Orographische Schneegrenze etwa bei 3900 *m*. Klimat. Schneegr. etwas über 4000 m.

Über den Gebirgszug zwischen dem Kleinen-Narin-Syrt und dem Grossen-Narin-Tal haben wir drei Daten.

6. Nura-Pass 3890 *m*. S, W, E-Hänge vollkommen firnfrei, N, NW-Hänge bis zu 3900 *m* firnbedeckt. Orogr. Schneegrenze also weit über 4000 *m* gelegen.

7. Kumbel 3935 *m*. Plateau bei 4000 *m* firnfrei, selbst perennierende Schneefelder fehlen. Auf der Nordseite des gegenüberliegenden Nuratau endet der Gletscher etwa bei 4000 *m*; auf dem W-Hang Firn bei etwa 4050 *m*. Orograph. Schneegrenze wenigstens bei 4100 *m*.

8. Tujukssu-Pass 3890 *m*. S, E, W-Hänge firnfrei, auf dem N-Hang Firn bei 3900 *m*, Ende des Lóczy-Gletschers bei 3600—3700 *m*. Im Kengssu-Tale bei 3400 *m* bereits perennierende Schneefelder. Orogr. Schneegrenze nicht viel über 4000 *m* gelegen.

Der zwischen den Trockenbecken des Atbaschi und Akssaj-Tchatirkul sich erhebende Üjürmentau, dann der zwischen den Taragaj- und Üsüngegusch-Becken gelegene Borkoldajtau, sowie die Gegend zwischen den nördlichen Nebenrücken des Kokschaltau zeigen in Bezug auf die Schneegrenze folgende Daten:

9. Taschrabat-Pass. 3930 *m*. Der Pass ist bereits Mitte Mai schneefrei. Am Nordfuss der steilen Felswand des Hauptrückens befinden sich hier und da perennierende Schneeflecken. Firnfelder fehlen. Orographische Schneegrenze berührt den 4100—4200 *m* hohen Hauptrücken nicht.

10. Keltebuk-Pass 4150 *m*. Pass firnfrei (Mitte August 1909 kleine Schneeflecken). Auf dem N-Hang Firn 4200—4250 *m*, S-Hang 4300—4400 *m*. Orograph. Schneegr. etwa bei 4250—4300 *m*, fällt mit der klimatischen Schneegrenze zusammen.

11. Boguschti-Pass 3860 *m*. Pass wahrscheinlich firnfrei (Ende Mai 1909). Schneefeld auf dem N-Hang bei 3550 *m*, S-Hang bei 3700 *m*.

12. Akkorum. Höchster Aussichtspunkt 3560 *m*. Auf dem N-Hang Firn etwa bei 4300 *m*; sonst firnfrei.

13. Kilentajrak 3800 *m*. Firnfrei. Auf dem N-Hang Firn bei 3800—3850 *m*, W-Hang 3850, E-Hang 3900—3950, S-Hang 4100—4200 *m*. Die fast horizontalen, 4000—4050 *m* hohen Plateaus sind firnfrei. Orograph. Schneegrenze etwa bei 3940 *m*. Klimat. Schneegr. bei 4100 *m*.

14. Tschakirkurum-Pass 3800 *m*. Firnfrei. In den N gelegenen Tälern Ende der Nischengletscher etwa bei 3760 *m*. Firnfelder bei 3800 *m*. Auf der W-Seite Firn bei 3900 *m*, S-Seite über 4000 *m*. Auf den Plateau-Stücken Firn bei etwa 4000 *m*. Orograph. Schneegrenze beiläufig bei 3900 *m*. Klimat. Schneegrenze bei 4000 *m*.

15. Borkoldaj-Pass 3980 *m*. Pass firnfrei. In der Umgebung des Katharina-Berges, auf dem N-Hang Firn bei 3900 *m*. In 4000 *m* Höhe Plateaueis. Orograph. Schneegrenze etwa bei 4000 *m*.

16. Karabel 3830 *m*. Pass firnfrei. Auf dem N-Hang Firn bei 3850 *m*. Orograph. Schneegrenze um 4000 *m*.

17. K a j t s c h i-D s c h a n a r t-P a s s. Der in W—E Richtung geöffnete Pass ist firnfrei. Firn auf dem N-Hang bei 3900 *m*, auf dem S-Hang zwischen 4100—4150 *m*; 4050 *m* hohes Plateau firnfrei. Gletscherende am tiefsten herabreichend bei 3240 *m*. Orogr. Schneegrenze etwas unter 4000 *m*. Klimat. Schneegrenze bei 4100 *m*.

In der den „Hoch-Tienschan“ südlich abschliessenden Gebirgskette, also im Zuge des Fergana-Kurpetau, Koktantau und Kokschaltau gelang es mir folgende Daten zu ermitteln:

1. K a l m a k a s c h u 3910 *m*. Firnfrei. In den Bergen der Umgebung ist die Firngrenze unsicher (in den ersten Tagen des Mai 1909 mächtige Schneedecke).

2. S s û j o k-P a s s 3900 *m*. Firn- und schneefrei (14.VIII. 1909). Auf dem Kurpetau, S-Hang, etliche kleine Firnfelder bei 4200 *m*. Auf den N-Hängen zahlreiche Gletscher, hier liegt die Firngrenze unter 4000 *m*. Orograph. Schneegrenze etwa bei 4100 *m*. Klimat. Schneegrenze 4150 *m*.

3. D s c h e r ü j 3900—4100 *m* hohes Plateau firnfrei (im August schneefrei).

4. T o r a g a r t-P a s s 3880 *m*. Firnfrei, bereits im Mai gänzlich schneefrei (1909).

5. K i p t s c h a k-P a s s 3980 *m*. Ganze Gegend firnfrei. Am 1. Juni 1909 schmelzende Schneedecke nördlich bei 3800 *m*, südlich bei 3900 *m* gelegen, 4100 *m* hohe Berge firnfrei.

6. K o g a r t-P a s s 4030 *m*. Pass firnfrei. Auf dem N-Hang Firn bei 4100 *m*, NW-Hang von 3600 *m* an perennierende mächtige Schneedecke, E- und S-Hang firnfrei. Ende Sommers völlig schneefrei (1. September 1909).

Aus der Gegend des Üsüngegusch stehen mir keine Höhenmessungen zur Verfügung, es scheint jedoch sicher, dass dort die Firngrenze wieder sinkt. Die mächtigen Gletscher reichen tief herab. Bezeichnend ist es, dass sich westlich der Üsüngegusch-Gegend die Firngrenze ganz sicher überall oberhalb der 4200 *m* Höhe hinzieht, bloss in der Nähe des Fergana-Beckens senkt sie sich wieder auf höchstens 4100 *m*.

In den der W-Seite des Tarim-Beckens benachbarten Gebirgen sammelte ich die folgenden Daten:

1. O j ü r m a b e l 4070 *m*. Pass firnfrei. SW-Gebirge bis zu 4400 *m* vollkommen firnfrei. Auf der SW-Seite des östlichen Gebirges verläuft die Firngrenze etwa zwischen 4400—4500 *m*.

2. A t d j e i l ö-P a s s 3910 *m*. Firnfrei, am 1. Juli 1909 vollkommen schneefrei. In seiner Nachbarschaft N-Hang bis zu 4200 *m* firnfrei.

3. B o s t a n a r t s c h a-P a s s 4195 *m*. Pass firnfrei. Ihm gegenüber E-Seite des westlich gelegenen Berges Firn bei 4200 *m*, W-Seite der E-Berge Firn bei 4200—4250, auf den N-Hängen 4000—4100 *m*, klimatische Schneegrenze in 4250 *m*.

4. A t o j n o k b a s c h i. Aussichtspunkt 3900 *m*. Firnfreie Moränen-

fläche. Auf dem S-Hang bei 4300—4350 *m* Firn, auf d. N-Hang bei 3900—3950 *m*. Hier die orogr. Schneegrenze bei 4200 *m*.

5. Djagos-Pass. 4080 *m*. Pass firnfrei. Auf einem flachen, etwa 4200 *m* hohen Tafelberg Plateaueis.

6. Költüsdümbel-Kisilbel. Flaches, geschlossenes Hochtal, bei 4095 *m* firnfrei. Auf dem N-Hang Firn bei 4200—4250 *m*, S-Hang bei 4400 *m* firnfrei. Orograph. Schneegrenze kaum tiefer als 4400 *m*.

7. Gidjek-Pass 4025 *m*, Firnfrei.

8. Kissmak-Pass 4100 *m*, Firnfrei.

9. Karaagil-Pass 3960 *m*, Firnfrei. In diesen drei Gegenden liegt die orogr. Schneegrenze wenigstens bei 4400 *m*.

10. Koksel-Gletscher. Aussichtspunkt 3600 *m*. Auf dem N-Hang Firngrenze etwa bei 3700 *m*. Auf dem S-Hang über 4000 *m*. Orogr. Schneegrenze 3900—4000 *m*.

Mögen diese Daten noch so unsicher und gering an Zahl sein, mögen auch die Aneroidmessungen selbst noch so viele Fehlerquellen enthalten, ich habe es trotzdem versucht, diese Daten und meine Beobachtungen auf der Karte zusammen zu stellen und mit ihrer Hilfe die Gebiete gleicher orographischer Schneegrenze mittels Kurven gleicher Schneegrenze zu bezeichnen. Aus der umstehenden Kartenskizze (s. Fig. 55.) ist ersichtlich, dass im allgemeinen die Firngrenze in Nord-Südrichtung zwischen 42° 30' und 38° 15' geogr. Br., also etwa auf einer Strecke von 472 *km*, von 3800 *m* auf 4400 *m* ansteigt. Dieses Ansteigen erfolgt jedoch nicht gleichmässig. Gegen Westen, in der Richtung des Fergana-Beckens, sowie in der Umgebung von vier vollkommen vergletscherten Gebirgsgegenden, sinkt sie wieder. Auffallend ist der Einfluss der mächtigen Gletscherwelt des Kantengri und des Mustagata. Hieraus kann geschlossen werden, dass in der Umgebung von Hochgebirgen das häufige Vorkommen wasserdampfreicher Luft die Firngrenze sinken lässt, da an reichlicheren Niederschlag in fester Form — in Anbetracht der anderen Ortes bereits dargelegten Beobachtungen — nicht zu denken ist. Hinwiederum zeigt die Firngrenze zwischen Narin- und Tarim-Becken eine bedeutende Hebung.

Nach alledem nun soll die Bestimmung der pleistozänen Schneegrenze versucht werden. Ob eine, oder mehrere Vergletscherungen eine Rolle gespielt, muss hier ausseracht gelassen werden. Übrigens haben die glaziologischen Beobachtungen von Friederichsen, Machatschek, Muschketow und die von mir angestellten im Wesentlichen zu übereinstimmenden Resultaten geführt, somit erheischen bloss noch meine auf eine ältere, ausgedehntere Vergletscherung bezüglichen Daten eine eingehende kritische Untersuchung, zwecks Klärung der Frage, ob der überall durch ähnliche Spuren angedeuteten und leicht festzustellenden, meiner Ansicht nach „letzten" oder „zweiten" Vergletscherung tatsächlich eine grössere, heute jedoch bloss an verwischten Spuren erkennbare Vergletscherung voran-

ging. Wenn es eine solche gegeben, was mehrere Gründe als sehr wahrscheinlich erscheinen lassen, muss auch die damalige Firngrenze festzustellen sein. Nun soll aber von einer Firngrenze des Pleistozäns die Rede sein, die ich die der Burkhan-Zeit nenne, eine mit der Entstehung der wunderbar unversehrt erhaltenen, mächtigen Stirnmoräne des Burkhan-Tales im Klein-Narin-Syrt simultane Firngrenze.

Von den Gletschern der Burkhan-Zeit konnten die in der XI. Vergleichstabelle (pag. 329—332.) zusammengefasste Serie festgestellt werden.

Wenn aus den in den Tafeln enthaltenen Daten der orographischen Firngrenzen einfach die Mitte der numerischen Werte der Nord- und Süd-Hänge als klimatische Firngrenze angenommen werden, so erhalten wir den einzelnen Gebirgen entsprechend folgende Werte (siehe auch Fig. 55.):

1.	Kungej-Alatau	3250	20.	Terekti (Ssaridschass)	3300
2.	Temurliktau	3050	21.	Ssujok	3650
3.	Kaschan-Gegend	2900	22.	Toragart	3700
4.	Ton	3200	23.	Dscherüj	3800
5.	Burkhan-Quellgegend	3200	24.	Kisilkur	3850
6.	Zuku-Kaschkatör	3250	25.	Terekti (Akssaj)	3820
7.	Kölü-Irtasch-Karaköl	3100	26.	Bossaj-Gebirge	3400
8.	Tiek-Tekesbaschi-Kakpak	3300	27.	Kogeletschab	3500
9.	Ssaridschass	3050	28.	Üsüngegusch	3500
10.	Bajum-Aschutör	3100	29.	Karateke	3700
11.	Narinkol	3250	30.	Karabel	3550
12.	Tschedschin-Bulak	3300	31.	Kajtschi-Dschanart	3550
13.	Nuratau	3300	32.	Karaart-Gegend	4000
14.	Djitimtau	3300	33.	Ulugart-Gegend	3800
15.	Alamischitau	3300	34.	Musstagata-Ges	3700
16.	Üjürmentau	3450	35.	Atojnoktau	3750
17.	Djangidjir-Kilentajrak	3400	36.	Dscheinage-Karatasch-Ssujok	3750
18.	Ost-Borkoldaj	3500	37.	Pittiktau	3800
19.	Ischigart	3500	38.	Kissmak-Gegend	4000

Die Differenz zwischen burkhanzeitlicher und jetztzeitlicher Schneegrenze ergibt nicht immer gleiche Werte. Der grösste Niveauunterschied zeigt sich in der Gegend des Kuldschaer Nanschan, wo er wenigstens 800 *m* beträgt, sowie in der Umgebung des Issikul im Terskei-Alatau, wo ich Werte von 700—800 *m* erhielt. Für die inneren Ketten des Mittel-Tienschan verringert sich der Unterschied rapid. Wenn man vom Tekes-Becken ausgehend durch das Karkara-Becken zur Quellgegend des Türgen-Aksu und von hier aus entlang des Rückens des Terskei-Alatau, dann längs des Westrandes des Taragaj-Syrt, schliesslich längs des Südrandes des Akssaj-Tschatirkul-Syrt eine Linie legt, so sondert man hiedurch zwei Gebiete, deren eines, das nördliche, als Differenz der burkhanzeitlichen und jetztzeitlichen Schneegrenze 600—800 *m* aufweist, deren anderes, das südliche 300—600 *m* zeigt. Die Grenze zwischen den beiden

Gebieten scheint eine auffallend scharfe zu sein und weist auf die grosse Bedeutung der an Niederschlägen reicheren Nord- Nordwest-Seite hin. Fast scheint es uns, als zeigte das niederschlagsreiche Gebiet eine grössere Schneegrenzen-Amplitüde, als das innerasiatische, an Niederschlag auch diesem nachstehende Gebiet. (Fig. 56.)

Trotz der geringen Zahl der uns zur Verfügung stehenden Daten

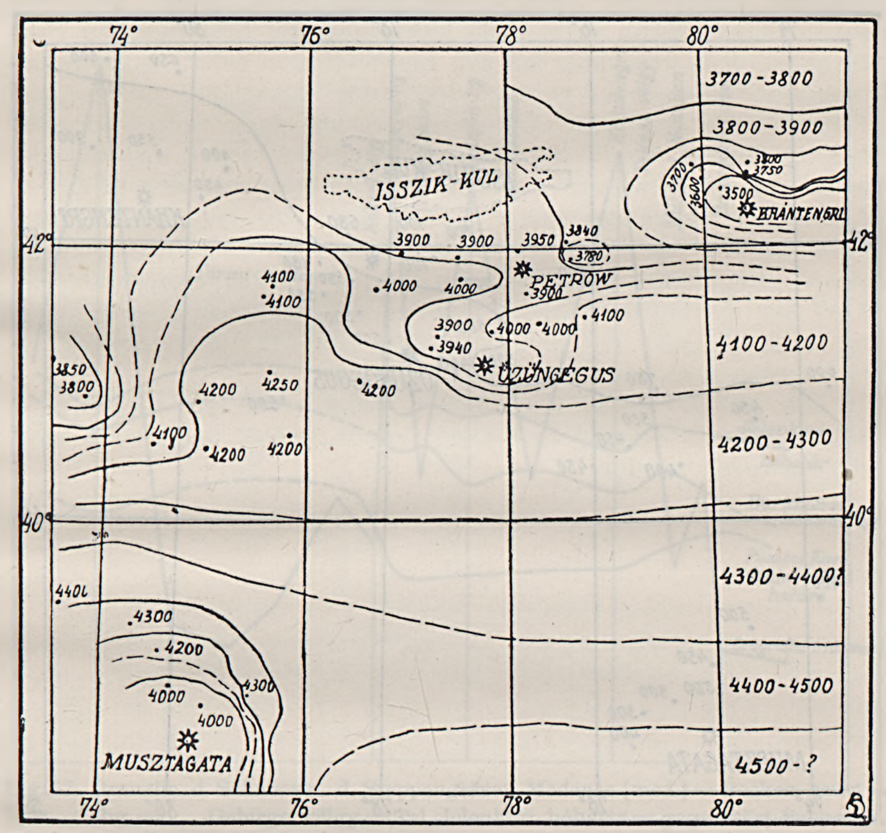


Fig. 55. Die wichtigsten Höhenwerte der klimatischen Schneegrenze. Die Kurven verbinden Angaben gleicher Höhe.

(einige hundert Beobachtungen sind gegenüber der riesigen Ausdehnung des Gebietes keineswegs genügend, um für die Bestimmung der Schneegrenze jegliche Korrektur unnötig erscheinen zu lassen) und mag die Bestimmung sowohl der pleistozänen als auch der jetztzeitlichen Schneegrenze, aus der wir auf die Depression der pleistozänen Schneegrenze folgern, noch so unsicher sein und mögen die Höhenbestimmungen noch so viele Fehler enthalten, so war es, wie aus der umstehenden Darstellung ersichtlich, doch möglich, in Bezug auf die Schneegrenzen ein

allgemeines Bild zu entwerfen, das im Grossen und Ganzen wohl entsprechen dürfte. Das gebotene Bild bestätigt voll und ganz die Wahrheit der Feststellungen Machatschek's.* Diesen braucht bloss ein bedeutsames Resultat hinzugefügt werden, das nämlich, dass in der Umgebung des firnbedeckten Hochgebirges die Schneegrenze sowohl im Pleistozän, als auch in der Jetztzeit stark

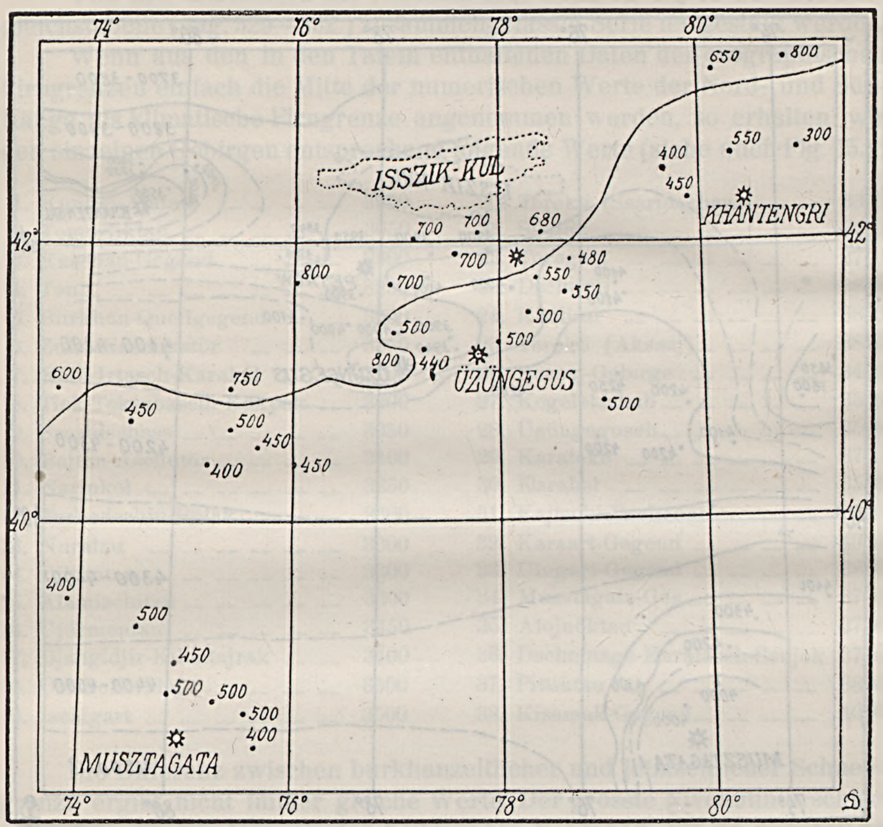


Fig. 56. Angaben der Niveaudifferenz zwischen der burkhanzeitlichen und der rezenten klimatischen Firngrenze, durch eine Linie in zwei Gebiete geteilt.

herabsinkt (S. das Grafikon Fig. 57.). Es tritt also auch hier, wie im allgemeinen zwischen den die Schneegrenze beeinflussenden Faktoren die Feuchtigkeit in den Vordergrund, als wirksamster Faktor auch bezüglich der lokalen Abweichungen. Während wir für das Kühlerwerden des Klimas kaum irgendwo handgreifliche Beweise finden, steht die

* Die Depression der eiszeitlichen Schneegrenze, (Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. VIII. 1913. p. 121.)

Niederschlagsvermehrung immer in Begleitung von Erscheinungen vor uns, die nicht bezweifelt werden können.

Die überwiegende Mehrheit der Glazialspuren entfällt auf die Burkhan-Zeit, auf die den altalluvialen Ablagerungen unmittelbar vorausgehende Glazialperiode, die also der europäischen (alpinen) Würm-Zeit gleichzustellen wäre. Ausser diesen fand ich noch einige Spuren einer

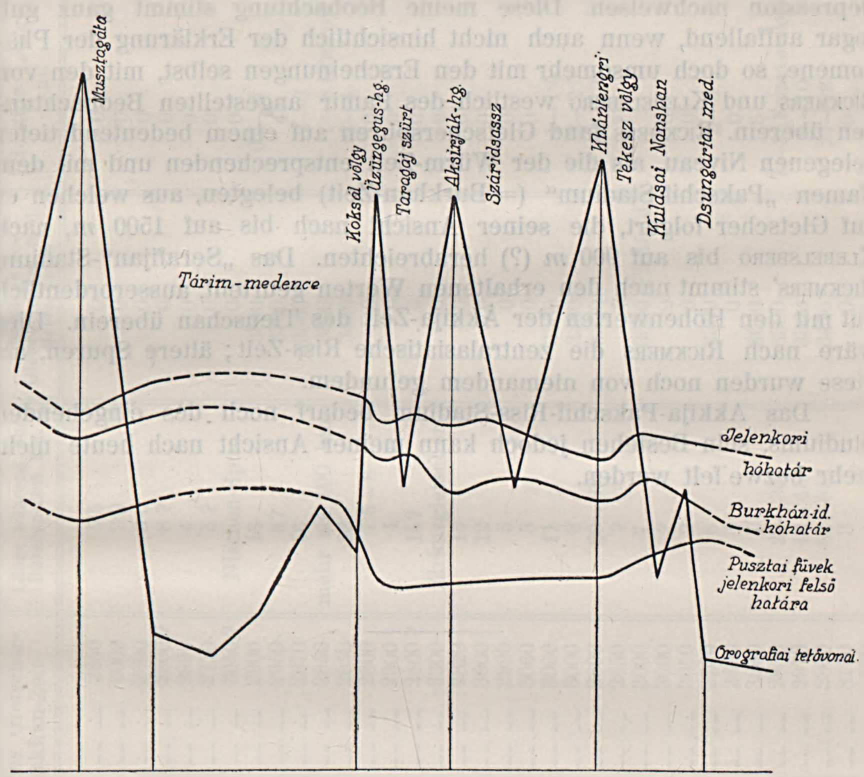


Fig. 57. Grenzlin. d. Schnees u. d. Steppengräser. Medence (med.) = Becken, szürt = Syrt, . . .-hg. = . . . -Gebirge, völgy = Tal, Jelenkori hóhatár = gegenwärt. Schneegr., Burkhan-id. hóhatár = Burkhanzeitl. Schneegr., Pusztai füvek jelenkori felső határa = gegenw. ob. grenze d. Steppengräser, Orografiai tetővonal = orographische Scheitellinie.

älteren Glazialperiode, die die vorerwähnte an Mächtigkeit weit übertraf. Nach der Stirnmoräne des Grossen-Narin, unterhalb Narinskoje gab ich dieser Periode den Namen Akkija-Zeit. Während dieser Zeit waren Akssaj, Tschatirkul, Arpa-Syrt, der ganze Kitschine-Narin-Syrt firnbedeckt, wofür mächtige erratische Blöcke Zeugenschaft ablegen.

Der Grosse-Narin-Gletscher, dessen Ende während der Burkhan-Zeit etwa bei 2850 *m* lag, senkte sich in der Akkija-Zeit bis auf 2070

m herab. In der Umgebung des Issikkul sind an einzelnen Stellen die Glazialnischen, sowie ein schönes Zirkustal (Kengetasch) noch ganz gut wahrzunehmen. Die bei 2300 *m* liegende Sohlenhöhe des letzteren gibt uns auch einigermassen Aufklärung über die damalige Schneegrenze. An diesem Orte lässt sich gegenüber der Depression der burkhanzeitlichen Schneegrenze eine ältere, um 600—700 *m* grössere Schneegrenzen-Depression nachweisen. Diese meine Beobachtung stimmt ganz gut, sogar auffallend, wenn auch nicht hinsichtlich der Erklärung der Phänomene, so doch umsomehr mit den Erscheinungen selbst, mit den von Rickmers und Klebelsberg westlich des Pamir angestellten Beobachtungen überein. Rickmers fand Gletscherspuren auf einem bedeutend tiefer gelegenen Niveau, als die der Würm-Zeit entsprechenden und mit dem Namen „Pakschif-Stadium" (= Burkhan-Zeit) belegten, aus welchen er auf Gletscher folgert, die seiner Ansicht nach bis auf 1500 *m*, nach Klebelsberg bis auf 900 *m* (?) herabreichten. Das „Serafijan"-Stadium Rickmers' stimmt nach den erhaltenen Werten geurteilt, ausserordentlich gut mit den Höhenwerten der Akkija-Zeit des Tienschan überein. Dies wäre nach Rickmers die zentralasiatische Riss-Zeit; ältere Spuren, als diese wurden noch von niemandem gefundem.

Das Akkija-Pakschif-Riss-Stadium bedarf noch des eingehenden Studiums, sein Bestehen jedoch kann meiner Ansicht nach heute nicht mehr bezweifelt werden.

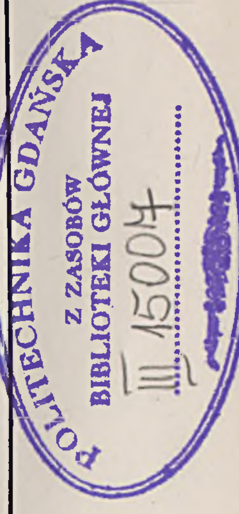
XI. Tabelle der Gletscher in der Burkhan-Zeit.

Name des Gletschers, Höhenlage des Gletscherendes über d. Meere in der Burkhan-Zeit		Länge während der Burkhan-Zeit km.	Höhenlage des Gletscherendes ü. d. Meere heute	Heutige Länge km.	Firngrenze während der Burkhan-Zeit
1. Nord-Korumdu	2850	5·5	0	0	3250
2. Süd-Korumdu	3000	3·0	0	0	„
3. Nord-Kaschan	2800	6·0	0	0	3000
4. Bödötü	2800 ?	8 ?	0	0	„
5. Ssatl-Kaschan	2890	4	0	0	2800
6. Ssuburma-Kaschan	2710	5 ?	0	0	„
7. Dardampe	3050 ?	Nischen-Spur	0	0	3050
8. Suku-Kaschkatör	2900	13	3850	0·5—1	3250
9. Ton	2950	8?	3700	4?	3200
10. Burkhan	2870	56	3560	2—3	3200
11. Gross-Narin	2850	mehr als 100 km.	3850	7—8 (Petrow)	3250 - 3300
12. Türgen-Akssu	2650	23	3450	3—4	3000
13. Orto-Turuk	2800	7·5—8	0	0	3150—3250
14. Uralma	2900	4	0	0	„
15. Kokdscher-Mintör	2800 ?	15?	0	0	„
16. Süd-Tiek	3300	Zirkusgletscher	0	0	3400
17. Nord-Tiek	2820	15	0	0	3250 - 3300
18. Tekess	3000	12	0	0	3200
19. Kakpak	2920	5	0	0	3300—3400
20. Igilik	3060	5	0	0	3250 - 3300
21. Kakpak-Karaköl	3060	11	3380	1—1·5	3200
22. Bajum-Akköl	3000	8	3380	2 - 2·5	3200
23. Bajum-Aschutör	2800	20 - 22	3320	10 - 12	3000
24. Bajumkol	2650	?	?	?	3000
25. Alaajgir	3000	7	3500 (Firnfeld)	–	3100
26. Westlicher Ssaikol	3000	?	0	0	3250
27. Östlicher Ssaikol	3050	2	0	0	„
28. Narinkol	2700	6	3380	2—3	3200
29. Tschedschinbulak	2820	4	0	0	3200
30. Westlicher Kölü	3200	7	3650	5	3300
31. Irtasch	2830	28—30	3300	7—8 (Kolpakovskij)	3250 - 3300
32. Östlicher Kölü (Karakoltör)	2970	42 - 43	3300	9 - 10	3150 - 3200
33. Ssaridschass	2800	82—85	3410	25—26	3050—3100
34. Orto-Nura I.	3150	3	0	0	3250
35. „ „ II.	3180	3	0	0	„

Name des Gletschers, Höhenlage des Gletscherendes über d. Meere in der Burkhan-Zeit		Länge während der Burkhan-Zeit km.	Höhenlage des Gletscherendes ü. d. Meere heute	Heutige Länge km.	Firngrenze während der Burkhan-Zeit
36. Kokturpak	3000 ?	8–9	3700 (Firnfeld)	—	3200
37. Ssektör	3000 ?	15–16	3700—8000	2	3200
38. Keng (Djitimtau)	3000	4	3850 (Firnfeld)	—	3200
39. Tujuk	3100	4	3800 (Firnfeld)		3300—3360
40. Südlicher Djakbolot	3100	2·7	0	0	3300
41. Nördlicher Kaschkatör	2760	6	0	0	3200—3300
42. „ Bajbitsche (Alamischi)	2800	7	0	0	3200—3350
43. Lilly-See-Gletscher	3050	9	?	?	3200
44. Südlicher Bajbitsche	3000	12·5	3900 (Firnfeld)	—	3200—3500
45. Nördlicher Taschrabat	3030	12	0	0	3300—3500
46. „ Basch-Keltebuk	3050	12–13	0	0	3300—3500
47. „ Boguschti	3100 ?	?	0	0	3300—3600
48. Südlicher Taschrabat	3450	3	0	0	3500—3600
49. „ Basch-Keltebuk	3480	3	0	0	3600
50. „ Boguschti	3440	11	0	0	3600
51. Westlicher Djangidjir	2860	45	3900 (Firnfeld)		3200—3300
52. Kilentajrak	3200	22	?	?	3300—3400
53. Borkoldaj-Karakol	3200	30	3700—3800	?	3300—3400
54. Süd-Akkorum	3400	10	4100 ? (Firnf.)	—	3500—3600
55. „ Borkoldaj	3640	2·7	0	0	3700—3800
56. Nord-Borkoldaj	3350	17–18	4100	?	3400—3500
57. Djaman-ssu	2900	8–10	?	?	3300—3350
58. Ischigart	2850	12—15	?	?	3250—3300
59. Tschagir-Kaündü	3340	19–20	3650	8	3400
60. Terekti	2950	22—23	3700 ?	?	3200—3300
61. Tschongtör	3400	10–11	4000 ?	?	3500—3550
62. Nord-Ssujok	3400	4·5	3950 ?	?	3500—3550
63. Kurpetau, unbenannt I.	3130	9	3850 ?	1–2	3400
64. „ „ II.	3140	6	0	0	3400
65. Kusguntasch	3140	12·5	?	?	3400
66. Kisiltübe	3160	20	?	?	3400
67. Djagalmaj	3200	25—28	?	?	3450
68. Mustör	3200	12—13	?	?	3450
69. Kurpetau, unbenannt III.	3400 ?	5	?	?	3500—3550
70. „ „ IV.	3400 ?	4·5	?	?	3500—3550

Name des Gletschers, Höhenlage des Gletscherendes über d. Meere in der Burkhan-Zeit		Länge während der Burkhan-Zeit km	Höhenlage des Gletscherendes ü. d. Meere heute	Heutige Länge km.	Firngrenze während der Burkhan-Zeit
71. Kurpetau, unbenannt V.__ __	3450 ?	3	0	0	3550 – 3600
72. Nördlicher Toragart __ __ __	3550	4	0	0	3650
73. Südlicher Ssujok __ __ __ __	?	?	0	0	3750
74. Östlicher Ssujok __ __ __ __	3750	5	0	0	3820—3850
75. Südlicher Toragart __ __ __	3750	1—1·2	0	0	3850
76. Kisilkur (Plateaueis)__ __ __	3800	—	0	0	3850
77. Bokassündü Firnfeld__ __ __	3750	—	0	0	3800 ?
78. Östlicher Djitim __ __ __ __	3700 ?	2	0	0	3750—3800
89. „ Kogaschr (Koktan)	3650 ?	5	0	0	3750—3800
80. Nördlicher Tepschi __ __ __	3600	1	0	0	3750
81. Südlicher „ __ __ __	3780	2·5	0	0	3900
82. Dscherüj-Kogart I.__ __ __	3780	1	0	0	3850—3900
83. „ „ II.. __ __	3770	6	0	0	3850—3900
84. „ „ III.__ __ __	3770	4—5	0	0	3850—3900
85. Nördlicher Dscherüj __ __ __	3630	4·5	0	0	3800
86. Südöstlicher „ __ __ __	3800	3	0	0	3850 – 3900
87. Südlicher Kalmakaschu__ __	3700 ?	2—3	0	0	3850—3900
88. Ütschtasch-Temirgen__ __ __	3700—3800	7·5—8	0	0	3850 – 3900
89. Nördlicher Terekti __ __ __	3710	10	0	0	3800—3850
90. Südlicher „ (Kiptschak)	3700	2·3	0	0	3800—3850
91. Südwestlicher Bossaj__ __ __	3200 ?	3 ?	0	0	3350—3400
92. Südöstlicher „ I. __ __	3270	2·5	0	0	3350—3400
93. „ „ II. __ __	3270	12—13	0	0	3350—3400
94. Tschong-Tschitschardin __ __	3020	7—8	0	0	3350—3400
95. Könökssaj __ __ __ __ __ __	2980—3000	16—18	3500 – 3600	3—6	3300 – 3350
96. Aschu-Kogart (Bossaj) __ __	3300 ?	12—?	3830	2—3	3350 – 3400
97. Tujuk „ „ __ __	3400 ?	12—13	3800 – 3900	?	3400—3450
98. Djamanitschke __ __ __ __	3250	?	?	?	3350 – 3400
99. Kogeletschab __ __ __ __ __	3350	42—44	3600 ?	6—8	3500
100. Tura-Üsüngegusch __ __ __	2700 – 2800 ?	45—48	3200 ?	12·5	3400—3500
101. Tassmadschon __ __ __ __ __	3200—3300 ?	4	0	0	3400 ?
102. Atschimbej__ __ __ __ __ __	3200 ?	3	0	0	3550—3600
103. Südlicher Kogart (Bossaj) __	3270	11	0	0	3600—3650
104. Ssinghardjar __ __ __ __ __	3050	25	3900 ?	5 – 6	3600 – 3700
105. Kengssu __ __ __ __ __ __	3050	25	3700—3720	10—11	3600—3700

Name des Gletschers, Höhenlage des Gletscherendes über d. Meere in der Burkhan-Zeit		Länge während der Burkhan-Zeit km.	Höhenlage des Gletscherendes ü. d. Meere heute	Heutige Länge km.	Firngränze während der Burkhan-Zeit
106. Tschungurtschak	3050	25	3900 ?	3—4	3600—3700
107. Tersskej-Ssarbulak	3040 ?	7	0	0	3600—3700
108. Nördlicher Musduk	3200 ?	2—3	0	0	3550—3600
109. Westl. Karabel (Kukurtuk)	3550	7·5—8	?	?	3600
110. Östl. „ „	3470	Zirkusgletscher	0	0	3550
111. Kajtschi	3080	34—35	3740	5—8	3500—3550
112. Dschanart	2970	35—38	3450	12—13	3500—3550
113. Karaart	3630	?	?	?	?
114. Aigart	3800 ?	1—2	0	0	3800
115. Bogoldscheila	3300—3500	9—10	4000 ?	?	3700—3800
116. Külgünek	3300—3500	10—11	4000 ?	?	3700—3800
117. Targalik	3400	3	0	0	3650
118. Kur-Tschimgen	3200	15—16	4100—4200	?	3650—3700
119. Tschimgen	3000	22—23	3700	?	3600—3650
120. Bosstanartscha	3250	12—13	3500—3550	?	3650—3700
121. Atojnok	2650	22—23	3040	11—12	3600
122. Tüb	2700	17—20	2950	12—13	3600
123. Westlicher Arpa	3320	3	0	0	3600
124. Ojürma-Akssaj	4150	6	4700—4800 ?	1—1·2	4200—4300
125. Ulugart	3680	25—27	4200 ?	12—14	4000—4100
126. Kürs	3620	12—17	?	5—10	3900—4000
127. Börkös	3610	12—17	?	5—10	3900—4000
128. Kungurtübe-Kokmojnok	2915	26—27	3600—3700	6—6·5	3500—3600
129. Kokssel	2420	28	2850	20	3500
130. Tschotschil (Zirkusgletscher)	3600	2	0	0	3650
131. Dscheinage-Kaündü	2800	10—11	3500	1—2	3650—3700
132. Westlicher Kissmak	3800	Nischengletscher	0	0	3800
133. Karatasch-Ssujok	3100	3—4	4000 ?	?	3650
134. Kisiltschirken	3850	1—2	0	0	3880—3900
135. Pittik	3250	5	4100 ?	2—3	3500
136. Terekketschü	?	?	4120	2—3	3500
137. Otrake	3400	Zirkusgletscher	0	0	3600—3700
138. Östlicher Kissmak	3950	Nischengletscher	0	0	3950
139. Karadschilga	4000	„	0	0	4000
140. Ordolon	3400	6	4000—4100	1—2	3600—3700



INHALTSVERZEICHNIS.

Einleitung . . . 130 (4)

Beschreibender Teil.

A) Der Nordabhang der Terskei-Alatau . . . 131 (5)
1. Das Quellgebiet des Tekos . . . 131 (5)
2. Das Tiëk-Tal . . . 135 (9)
3. Das Kokdscher-Tal . . . 137 (11)
4. Der Nordabhang der Gebirgsgegend zwischen Agias und Musart 141 (15)
5. Das Suku-Tal . . . 144 (18)
Zusammenfassung . . . 145 (19)
B) Das Gebiet des Saridschas-Kumarik . . . 146 (20)
1. Der Saridschas oberhalb der Mündung des Kölü . . . 146 (20)
2. Kölü . . . 148 (22)
3. Der Saridschas unterhalb der Kölü-Mündung und das Terekti-Tal 157 (31)
4. Das Ütschkül-Tal . . . 162 (36)
5. Das Akschirjak-Tal und der Kumar-Abschnitt des Saridschas . . . 164 (38)
Zusammenfassung . . . 177 (51)
C) Das Gebiet des Taragaj-Narin . . . 180 (54)
1. Der Nordrand des Taragaj . . . 180 (54)
2. Der Westrand der Taragaj-Syrt . . . 182 (56)
3. Der Südrand des Taragaj-Syrt . . . 183 (57)
4. Das Borkoldaj-Karaköl-Tal . . . 187 (61)
5. Das Grosse-Narin-Tal bis zur Mündung des Kleinen-Narin-Tales 190 (64)
6. Das Burkhan-Tal . . . 195 (69)
7. Die Nordseite des Djitimtau . . . 199 (73)
8. Die Nordseite des Nuratau . . . 200 (74)
9. Der Kitschine-Narin-Syrt . . . 202 (76)
10. Das Narin-Tal zwischen Kitschine-Narin und Atbaschi-Mündung 205 (79)
Zusammenfassung . . . 211 (85)
D) Das Becken des Atbaschi und des Grossen-Narin . . . 213 (87)
1. Das Ulan-Tal . . . 213 (87)
2. Der westliche Djangidjir . . . 216 (90)
3. Die Umgebung des Araschanbel . . . 218 (92)
4. Das nördliche Boguschti-Tal . . . 219 (93)
5. Das Basch-Keltebuk-Tal . . . 221 (95)

6. Das Taschrabat-Tal 222 (96)
7. Arpa-Syrt 223 (97)
8. Bitschanssu 225 (99)
9. Das Kogart-Tal 226 (100)
10. Das Tschitti- und Bitschan-Tal 227 (101)
Zusammenfassung 228 (102)
E) Die Üsüngegusch-Akssaj-Tschatirkul-Gegend 228 (102)
1. Üsüngegusch-Karassaj 228 (102)
2. Der Tura-Gletscher und der obere Abschnitt des Üsüngegusch 230 (104)
3. Süd-Akkorum und Karakorum 233 (107)
4. Nord-Kokschal-Kogart 237 (111)
5. Das Süd-Boguschti-Tal 238 (112)
6. Das Nord-Terekti-Tal und seine Umgebung 238 (112)
7. Das Kokkija-Tal 239 (113)
8. Das Innengebiet des Akssaj 241 (115)
9. Die Umgebung des Tschatirkul 243 (117)
Zusammenfassung 246 (120)
F) Kokschal-Talung und Karatake-Gebirge 247 (121)
1. Die Kokschal-Schlucht 247 (121)
2. Beschmojnok 251 (125)
3. Süd-Kogart 252 (126)
4. Die nördlichen Nebentäler des Kokschal zwischen den Ajaktik- und Apatalkan-Mündungen 253 (127)
5. Das Apatalkan-Gebirge 254 (128)
6. Der Unterlauf des Kokschal 255 (129)
7. Die Umgebung des Bülötü-Passes 257 (131)
8. Der Nordhang des Karateke-Gebirges 257 (131)
9. Der Südhang des Karateke-Gebirges 258 (132)
Zusammenfassung 263 (137)
G) Das nördliche Flussgebiet des Kaschgardarja 264 (138)
1. Der Tangitar-Terekssaj 264 (138)
2. Oberer Abschnitt des Tojun-Tales 267 (141)
3. Das Tojun-Ssujok-Tal 268 (142)
4. Ürukssaj 270 (144)
5. Die beiden Quelltäler des Ütschtasch 271 (145)
Zusammenfassung 271 (145)
H) Der Nordhang des Bolor-Gebirges 272 (146)
1. Die Kisilart-Talung 272 (146)
2. Das Tal des Aigartssu 274 (148)
3. Das Targalik-Tal 276 (150)
4 Tschimgenssu 276 (150)
5. Ulugart-Bostanartscha 279 (153)
6. Das Atojnok-Tal 281 (155)
7. Das Tüb-Tal 284 (158)
Zusammenfassung 284 (158)
I) Das Gebiet des Kiakbaschi-Ges 286 (160)
1. Kiakbaschi-Pamir 286 (160)
2. Kokmojnok 293 (167)

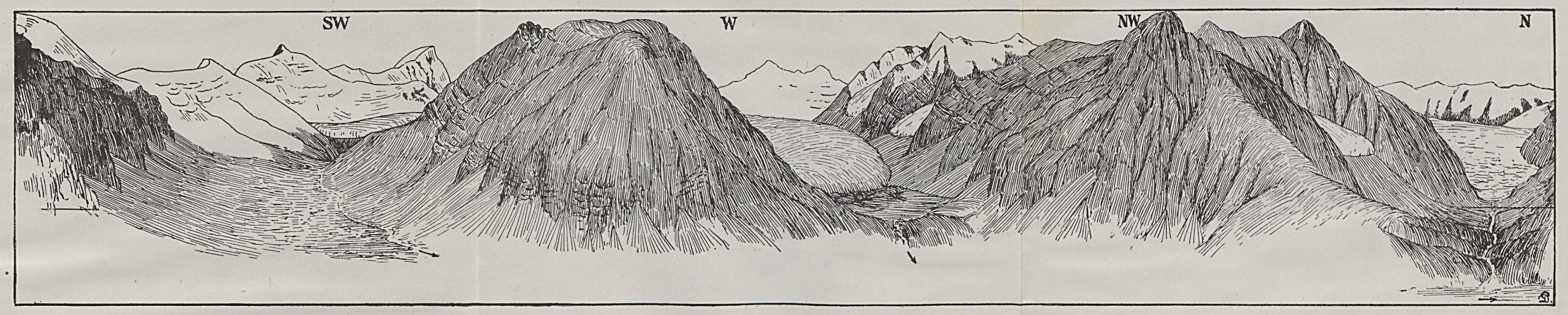
3. Der Koksel-Gletscher und der Unterlauf des Ges — — — — 294 (168)
4. Das Tschotschil-Tal — — — — — — — — — — — — — — 297 (171)
Zusammenfassung — — — — — — — — — — — — — — — — — 297 (171)
J) Die Gegend des Üssendarja und des Jarkanddarja — — — — — 299 (173)
1. Die obere Gegend des Üssendarja — — — — — — — — — 299 (173)
2. Die Terrassen des Tschimgendarja und das Kisiltschirken-Tal 300 (174)
3. Das Otrake-Tal — — — — — — — — — — — — — — — 302 (176)
4. Das Dscheinage-Kajündü-Tal — — — — — — — — — — — 304 (178)
5. Das Keklidschül-Tal — — — — — — — — — — — — — 305 (179)
6. Das Karaagil-Tal — — — — — — — — — — — — — — 305 (179)
7. Das Kissmak-Tschumbus-Tal — — — — — — — — — — — 306 (180)
8. Das Ssugurluk-Tal — — — — — — — — — — — — — — 307 (181)
9. Das Gidjek-Tal — — — — — — — — — — — — — — 307 (181)
10. Das Ordolon-Tal — — — — — — — — — — — — — — 307 (181)
11. Der Koschötök, Tscharling und die Talserie von Kuscherabi (Jarkanddarja) — — — — — — — — — — — — — — 308 (182)
12. Das Arpalik-Tal — — — — — — — — — — — — — — 310 (184)
13. Das Düngürek-Tschimgen-Tal — — — — — — — — — — 310 (184)
Zusammenfassung — — — — — — — — — — — — — — — — — 310 (184)
Klimaänderungen in Pleistozän — — — — — — — — 312 (186)
Tabelle der Gletscher in der Burkhan-Zeit — — — 329 (203)



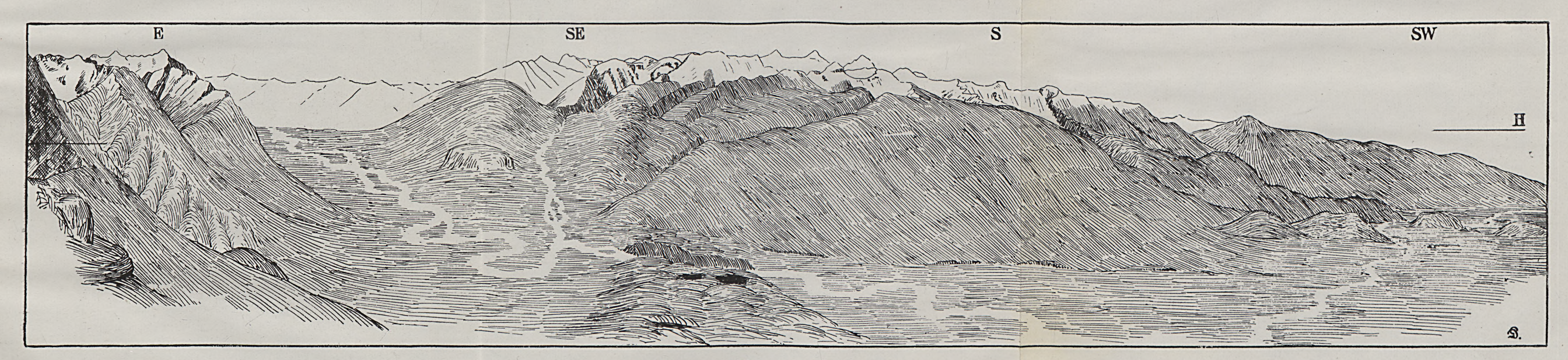




Das Trogtal des Atojnok-Gletschers.



1. Die verlassenen burkhanzeitlichen Tröge der Gletscher des Kölü-Ssaritschat-Tales.



2. Die grosse Stirnmoräne des Burkhan.

a. d. kgl. Ung. Geol. Anstalt Band XXV., Taf. X.

ERKLÄRUNG ZUR TAFEL X.

Die [illegible] ist eine Zeichnung des Autors auf Grund eigener Aufnahmen. [illegible] sind durch schwarze Flecken dargestellt.

[illegible]
K. [illegible] Kara-Kasch-Gletscher,
[illegible] Tschagir-Kabuda-Gletscher,
[illegible] Gletscher,
[illegible] Gletscher,
D. I, II, [illegible] Tujuk-Dschailau-Gletscher.

Die weissen Flecken bedeuten Vergletscherungsgebiete während der Eiszeit. Die untersten Stirnmoränen sind punktiert.

ERKLÄRUNG ZUR TAFEL X.

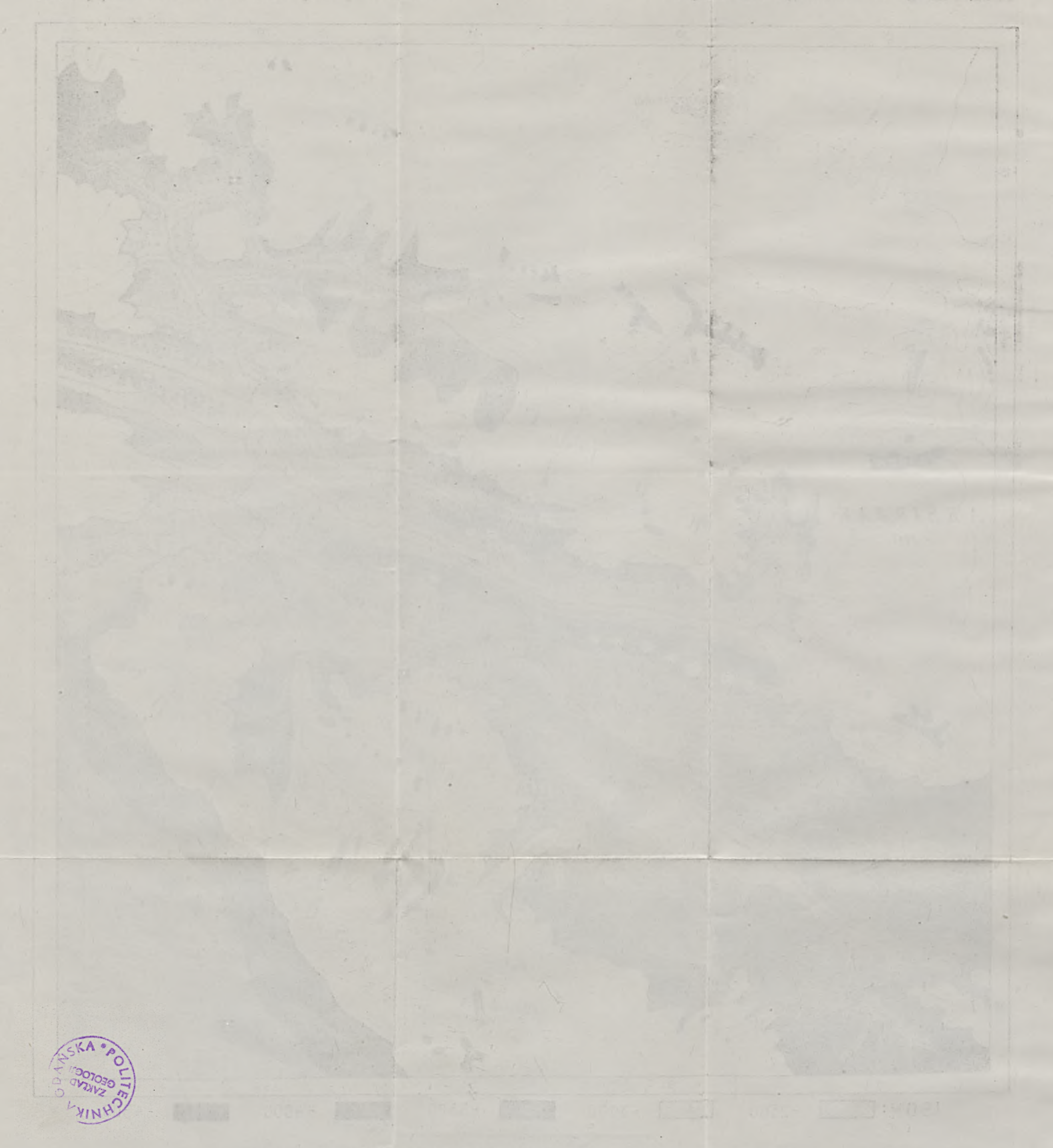
Die Isohypsenkarte ist eine Zeichnung des Autors auf Grund eigener Aufnahmen. Die heutigen Gletschergebiete sind durch schwarze Flecken dargestellt.

Kolpakow	= Kolpakowskij-Gletscher.
K I. und K II.	= Kölü-Karakoltör-Gletscher.
Ka	= Tschagir-Kaündü-Gletscher.
A	= Ajre-Gletscher.
Ki	= Kajtschi-Gletscher.
D I, II, III. IV	= Tujuk-Dschanart-Gletscher.

Die weissen Flecken bedeuten Vergletscherungsgebiete während der Burkhan-Zeit. Die untersten Stirnmoränen sind punktiert.



Karte der burkhanzeitlichen Vereisung des Saridschas-Akschirjak-Gebietes.

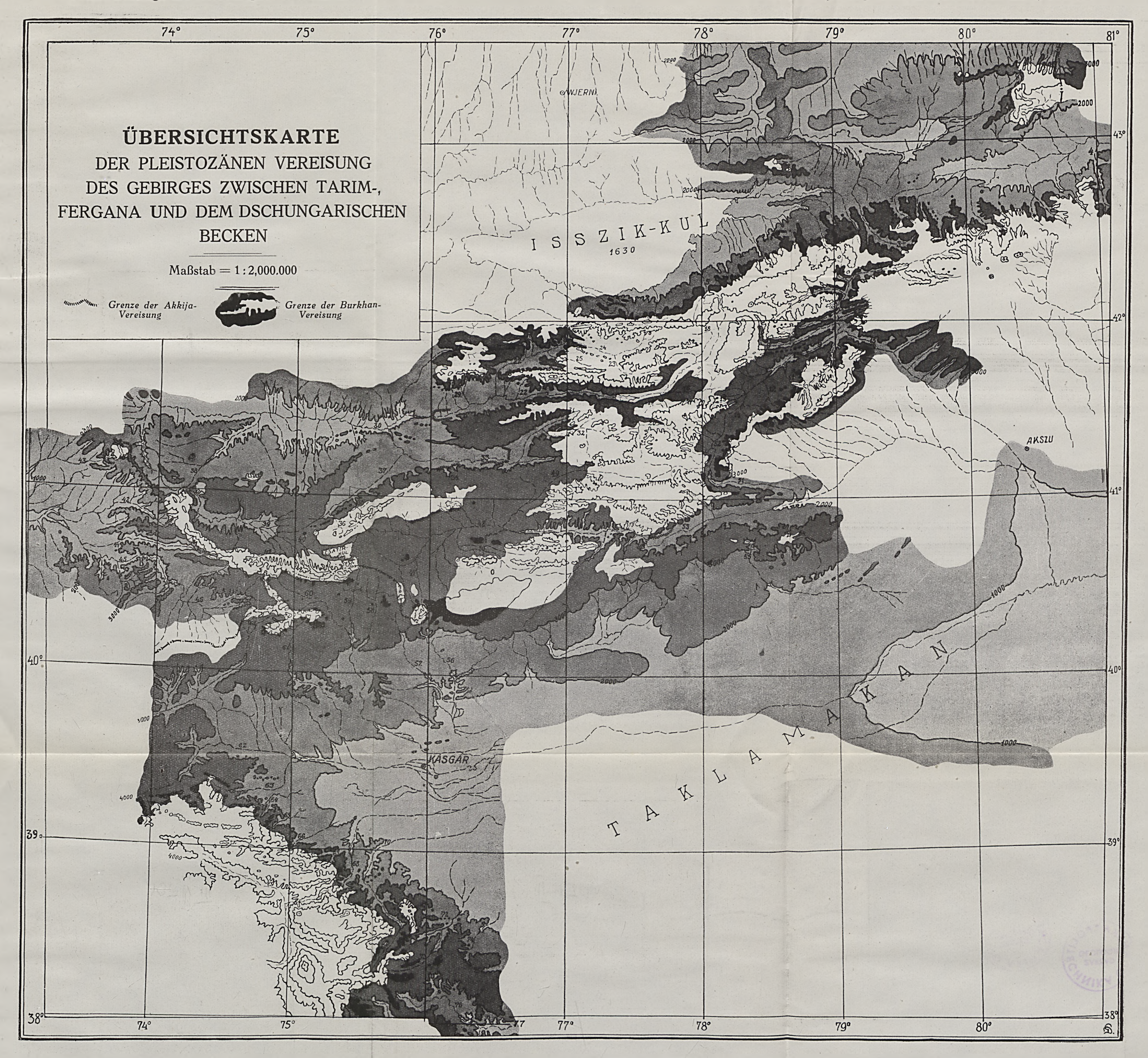


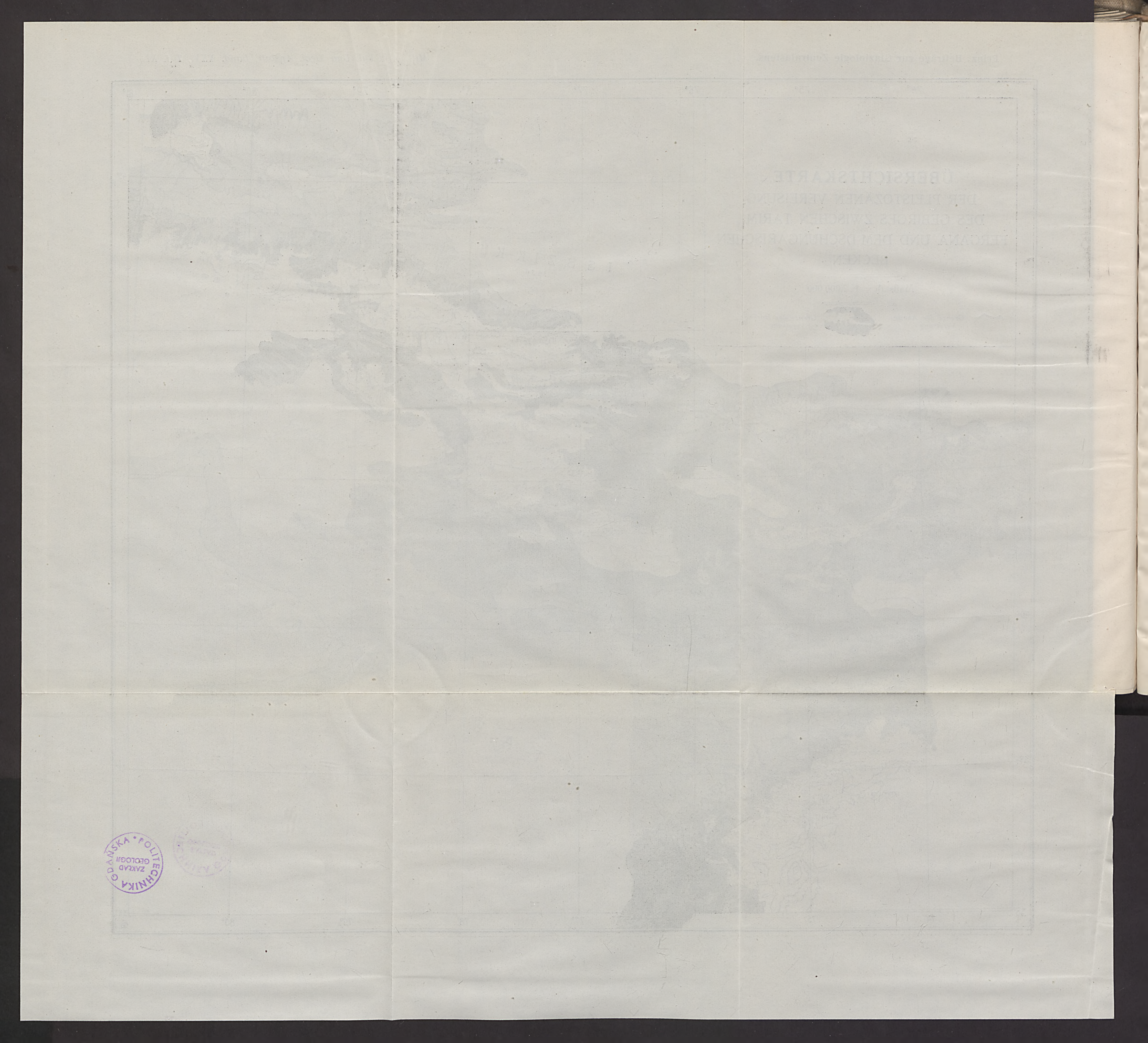
ERKLÄRUNG ZUR TAFEL XI.

Verzeichnis der Täler auf der Übersichtskarte, welche die pleistozäne Vereisung des zwischen Tarim-, Fergana- und dem Dschungarischen-Becken gelegenen Gebirges darstellt.

1. Tekess.
2. Tiek.
3. Kokdscher.
4. Agiass.
5. Suku-Kaschkatör.
6. Ssaridschass.
7. Kölü.
8. Szaridschass-Terekti.
9. Akschirjak.
10. Dschanart.
11. Kajtschi.
12. Bikirtik.
13. Borkoldaj.
14. Bosdjalpak.
15. Ssaridschass-Kumar (=Kumarik, Akssu).
16. Borkoldaj-Karassaj.
17. Taragaj-Akkurgan.
18. Arabel-Djaktasch.
19. Tschakirkurum.
20. Borkoldaj-Karakol.
21. Külgünek.
22. Karatasch.
23. Djamanitschke.
24. Burkhan.
25. Dschelangatsch.
26. Dscheletübe-ssu.
27. Kitschine-Narin.
28. Ssultanssari-Karaköl.
29. Nura.
30. Gross-Narin.
31. Ulan.
32. Djangidjir.
33. Atbaschi.
34. Nord-Boguschti.
35. Keltebuk.
36. Taschrabat.
37. Karakojin.
38. Alabuga.
39. Arpa.
40. Arpa-Djagalmaj.
41. Arpa-Ssujok.
42. West-Tschitti.
43. Fergana-Kogart.
44. Karakuldscha.
45. Karadarja-Tar.
46. Alaiku.
47. Akssaj-Terekti.
48. Akssaj.
49. Müdürüm.
50. Kokkija.
51. Üsüngegusch.
52. Üsüngegusch-Karassaj.
53. Kokschal.
54. Musduk.
55. Arpatschötschök.
56. Kiptschak-ssu.
57. Terek-ssaj.
58. Tschakmak.
59. Tojun.
60. Ssujok.
61. Üruk-ssaj.
62. Ütschtasch-Kisilssu.
63. Aigart.
64. Tschimgen-ssu.
65. Bosstanterek.
66. Bosstanartscha.
67. Atojnok-Argos.
68. Ges.
69. Kiakbaschi-pamir.
70. Üssen-darja.
71. Tschimgen-darja (Karatasch-Merki).
72. Tschutek.
73. Kengkol.
74. Kisil-Tschimgen.
75. Arpalik.
76. Tscharling.
77. Jarkand-darja.




ÜBERSICHTSKARTE
DER PLEISTOZÄNEN VEREISUNG
DES GEBIRGES ZWISCHEN TARIM-,
FERGANA UND DEM DSCHUNGARISCHEN
BECKEN
Maßstab = 1:2,000.000
Grenze der Akkija-Vereisung
Grenze der Burkhan-Vereisung
ISSZIK-KUL
1630
AKSZU
KASGAR
TAKLAMAKAN
74°
75°
76°
77°
78°
79°
80°
81°
43°
42°
41°
40°
39°
38°



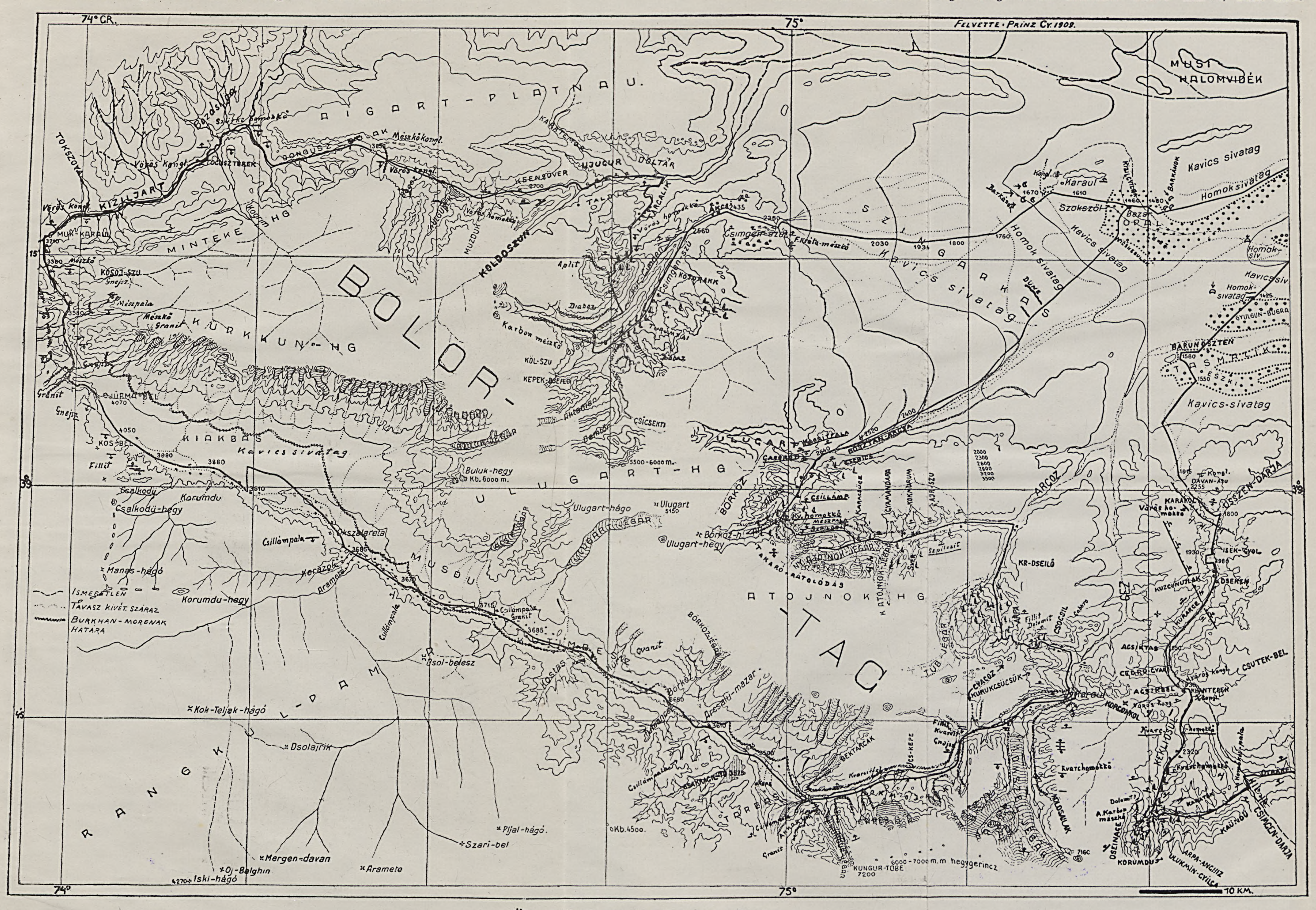
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

ERKLÄRUNG ZUR TAFEL XII.

Wörterverzeichnis der auf der Karte aufgenommenen ungarischen Ausdrücke.

A. karbon mészkő = Unterkarbon Kalkstein
Barkhánok = Barchane
Burkhan-morénák határa = Die Grenze der Burkhan-Moränen
Csillámpala
Csillámp. } = Glimmerschiefer
Diabáz = Diabas
Felvette . . . = Aufgenommen von . . .
Fillit = Phyllit
F. kréta mészkő = Oberkretazischer Kalkstein
Gnejsz = Gneis
Gránit = Granit
Halomvidék = Hügelland
— hágó = Gebirgspass
— hegy, hg., h. = Berg
Hegygerinc = Bergrücken
Homoksivatag
Homoksiv. } = Sandwüste
Ismeretlen = Unbekannt
Jégár = Gletscher
Kavicssivatag
„ siv. } Schotterwüste
Kvarcit = Quarzit
Kvarcitfal = Quarzitwand
Kvarchomokkő
Kv. homokkő } = Quarzsandstein
Kongl. = Konglomerat
Mészkő = Kalkstein
Mészkő kongl. = Kalksteinkonglomerat
Mészpala = Kalkschiefer
Szpilozit = Spilosit
Szürke homokkő = Grauer Sandstein
Takaró-rátolódás = Decke-Überschiebung
Tavasz kivételével száraz = Mit Ausnahme des Frühlings trocken
Vöröshomokkő = Roter Sandstein
Vörös konglomerát
Vörös kongl. } = Rotes Konglomerat

Anmerkung: Die Ortsnamen sind fonetisch nach der ungarischen Schreibweise aufgenommen. (Also: s = sch, sz = ss, z = s, gy = dj, cs = tsch, ty = tj.)



Übersichtskarte des Bolor-tag Gebietes.

